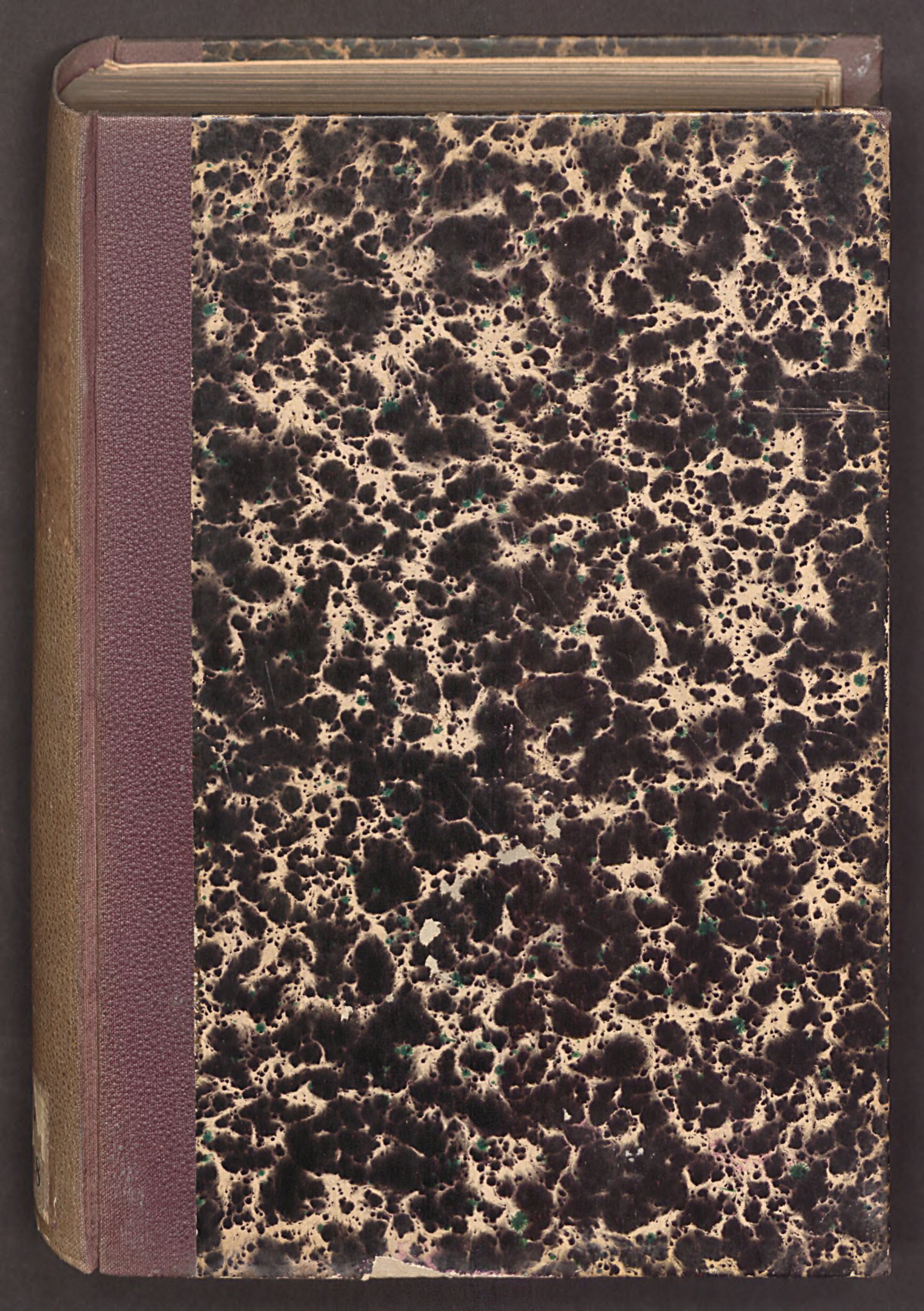
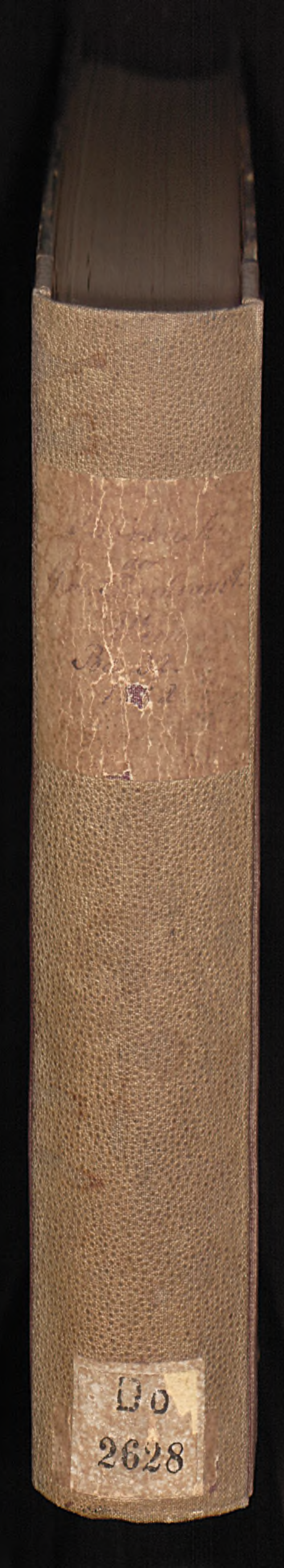
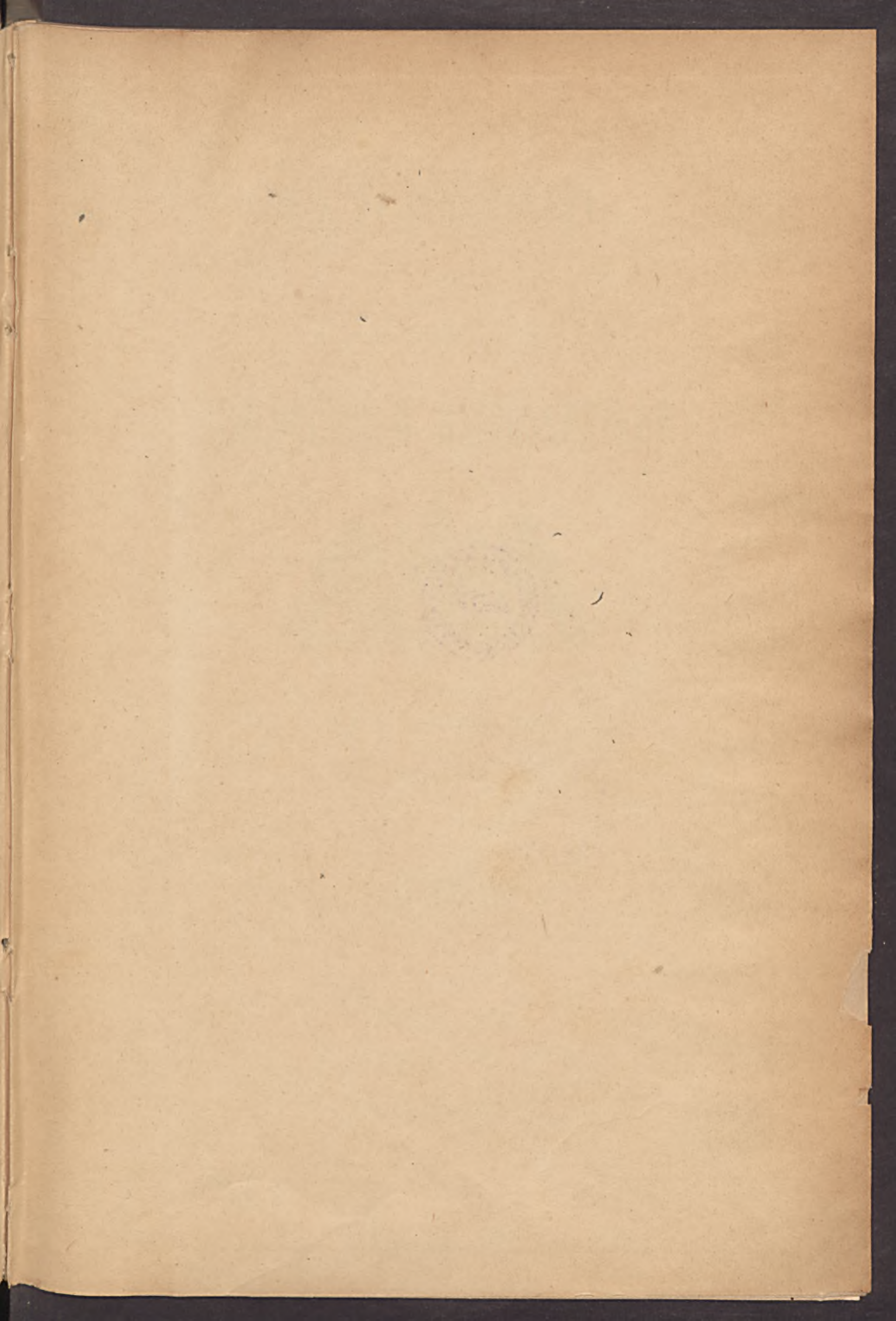
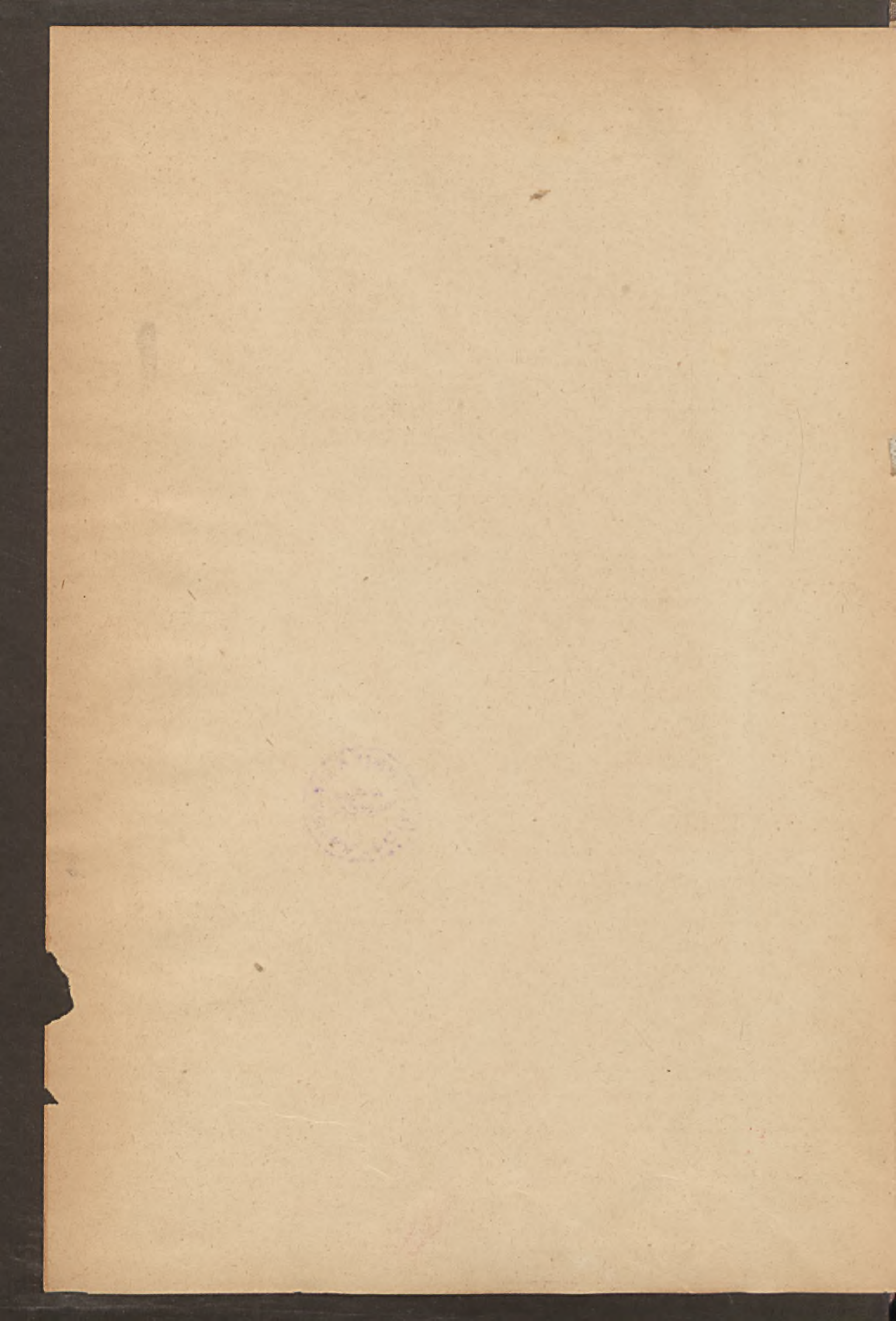



Do
2628





JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.



XXXII. BAND, 1882.

Mit 16 Tafeln.



WIEN, 1882.

ALFRED HÖLDER

k. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler.

ROTHENTHURMSTRASSE 15.





Die Autoren allein sind für den Inhalt ihrer Mittheilungen verantwortlich.



Inhalt.

Verzeichniss der Tafeln.

Berichtiguug.

Seite 470, Zeile 14 v. u. lese man statt „eine zur morgenländischen“ „vier zur morgenländischen“.

Personalstand der k. k. geologischen Reichsanstalt.

Director:

Hauer Franz, Ritter von, Phil. Dr., Comthur des k. sächs. Albrechts-Ordens III. Cl., Ritter des k. preuss. Kronen-Ordens II. Cl., k. k. Hofrath, M. K. A., I., Canovagasse Nr. 7.

Vice-Director:

Stur Dionys, k. k. Oberbergrath, C. M. K. A., III., Custozzagasse Nr. 9.

Chef-Geologen:

Stache Guido, Phil. Dr., Commandeur des tunesischen Niscian-Iftkhar-Ordens, k. k. Oberbergrath, III., Strohgasse Nr. 21.

Mojsisovics von Mojsvár Edmund, Jur. U. Dr., Officier des k. italienischen St. Mauritius- und Lazarus-Ordens, sowie des Ordens der Krone von Italien, Commandeur des montenegrinischen Danilo-Ordens, k. k. Oberbergrath, Privat-Docent für specielle Geologie an der k. k. Universität zu Wien, III., Reisnerstrasse Nr. 51.

(Eine Stelle unbesetzt.)

Vorstand des chemischen Laboratoriums:

John Conrad von, III., Blattgasse Nr. 3.

Geologen:

Paul Karl Maria, k. k. Bergrath, III., Seidelgasse Nr. 16.

Tietze Emil, Phil. Dr., Besitzer des Klein-Kreuzes des montenegrinischen Danilo-Ordens, III., Messenhausergasse Nr. 1.

Adjuncten:

Lenz Oscar, Phil. Dr., Ritter des kais. österr. Franz Joseph-Ordens, des k. preuss. Kronen-Ordens III. Cl., des k. sächs. Albrechts-Ordens I. Cl. und des k. portug. milit. Christus-Ordens, Besitzer der grossen Medaille für Wissenschaft und Kunst, III., Seidelgasse Nr. 14.

Vacek Michael, III., Erdbergerstrasse Nr. 1.

Assistent:

Foullon Heinrich, Freiherr von, III., Rasumofskygasse Nr. 3.

Praktikanten:

Bittner Alexander, Phil. Dr., Besitzer des Klein-Kreuzes des montenegrinischen Danilo-Ordens, III., Reisnerstrasse Nr. 31.
Teller Friedrich, III., Geusaugasse Nr. 5.

Volontäre:

Camerlander Carl Freih. v., IV., Lambrechtgasse Nr. 2.
Drasche Emil, VIII., Landesgerichtsstrasse Nr. 15.
Frauscher Karl, Mödling, Schrannenplatz.
Geyer Georg, III., Marxergasse Nr. 20.
Tausch Leopold, III., Erdbergerstrasse Nr. 3.
Uhlig V., Dr., III., Lorbeergasse Nr. 12.

Zeichner:

Jahn Eduard, III., Messenhausergasse Nr. 7.

Für die Kanzlei:

Senoner Adolf, Ritter des kais. russ. Stanislaus- und des königl. griech. Erlöser-Ordens, Magist. Ch., III., Krieglergasse Nr. 14.
Sänger Johann, k. k. pens. Lieutenant, Bes. d. K. M., III., Hauptstrasse Nr. 2.

Diener:

Erster Amtsdiener: Schreiner Rudolf,
Laborant: Kalunder Franz,
Zweiter Amtsdiener: Weraus Johann,
Dritter „ Palme Franz,
Heizer: Kohl Johann.
} III., Rasumofskygasse Nr. 23 und 25.

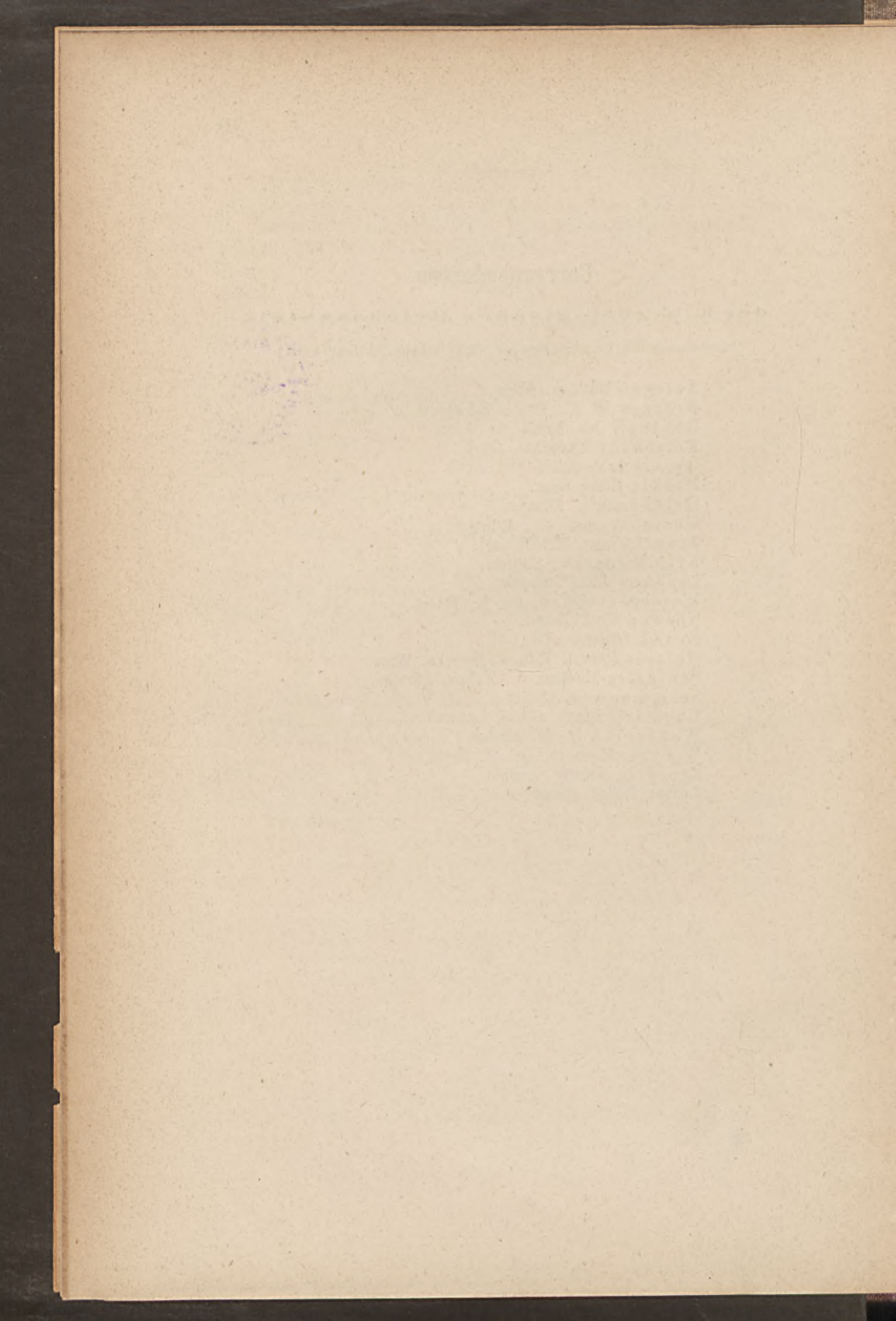
Portier: Kropitsch Johann, Invaliden-Hofburgwächter, III., Invalidenstrasse Nr. 1.

Correspondenten

der k. k. geologischen Reichsanstalt.

(Fortsetzung des Verzeichnisses im XXXI. Bande des Jahrbuches.)

Auinger Mathias, Wien.
Brögger W. C., Prof., Stockholm.
Doblhoff Jos. Freih. v., Wien.
Esterházy Ladislaus, Graf.
Graczyński Adolf, Dr., Jaslo.
Heckle Hans, Saaz.
Heinl Ludwig, Elbogen.
Hosius August, Dr., Münster.
Jenull Franz, St. Michael.
Kříž Martin, Dr., Steinitz.
Lindner Jac., Troppau.
Marchesetti Carl, Dr. v., Triest.
Nedwed Carl, Brood.
Novák Ottomar, Dr.
Oelzelt Robert, Ritt. v. Newin, Wien.
Schindler Houtum A., Täbris, Persien.
Seligmann G., Coblenz.
Vucetich Simon, Gdínj, Lesina.
Wadsworth M. E., Boston.
Winkler Clemens, Dr., Freiberg.
Zaccaria Nicola, Sondalo.
Zuber Rudolf, Lemberg.



32. Band. 1882. JAHRBUCH I. Heft.

DER

KAIS. KÖN. GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.

Zur Erinnerung an Dr. Ami Boué.

Von **Franz Ritter v. Hauer.**

Für eine Skizze des Lebens und Wirkens des ungewöhnlichen Mannes, der schon vor mehr als 60 Jahren die Geologie als Wissenschaft mit begründen half, und durch volle zwei Menschenalter an der Weiterentwicklung derselben den lebhaftesten Antheil nahm, liegt mir ein reiches Quellenmateriale vor. Nicht nur widmet ihm Wurzbach's biographisches Lexikon einen längeren Artikel und bringt der Almanach der k. Akademie der Wissenschaften für 1851 ein ausführliches Verzeichniss seiner Druckschriften; und nicht nur finde ich in zahlreichen an mich gerichteten Briefen, — der erste vom 25. December 1846, der letzte vom 7. September 1881 — gar manche Anhaltspunkte zur schärferen Beurtheilung seines Charakters und seiner Denkungsweise, sondern es hat auch er selbst eine Autobiographie verfasst, die im November 1879 gedruckt, den von ihm getroffenen Anordnungen zufolge aber erst nach seinem Tode vertheilt wurde. Wäre nicht diese Schrift, welche ganz und gar die Eigenart des grossen und doch wieder so oft, man möchte sagen, kindlich naiven Gelehrten wiederspiegelt, nur für seine persönlichen Freunde bestimmt, so könnte ich füglich Umgang davon nehmen, hier nochmals in Kürze über ein Leben zu sprechen, welches der Träger desselben selbst mit seltener Objectivität beurtheilt und dargestellt hatte.

Ami (abgekürzt von Amédée) Boué wurde am 16. März 1794 zu Hamburg geboren. Sein Vater Johann Heinrich Boué gehörte einer protestantischen Emigrantenfamilie aus Bordeaux an, welche sich im Jahre 1705 in Hamburg niederliess. Die Familie seiner Mutter Susanne de Chapeaurouge stammte ursprünglich aus dem Elsass, wo sie wahrscheinlich den Namen Rothhut führte, war dann in Genf ansässig, und Susannens Vater etablirte sich im Jahre 1763 ebenfalls in Hamburg.

Die Ehe von Boué's Eltern war keine glückliche; sie wurde getrennt, bald starb seine Mutter, und nachdem der Knabe mit 10 Jahren Waise geworden war, kurz darauf auch sein Grossvater mütterlicher Seite, in dessen Hause er gelebt hatte. Schon in Hamburg hatte er begonnen, mit besonderer Vorliebe naturwissenschaftliche Studien zu treiben; mit noch grösserem Eifer wurden diese in Genf, wohin er im Jahre 1806 zur weiteren Erziehung gebracht worden war, und dann in Paris fortgesetzt; im Frühjahre 1814 begab er sich nach Edinburgh, um dort die medicinischen Studien zu vollenden. Bis zum Herbste dessel-

ben Jahres hatte er sich die ihm vorher völlig fremde englische Sprache in genügendem Masse angeeignet, um mit Erfolg den Vorlesungen folgen zu können, und am 15. September 1817 wurde er zum Doctor der Medicin promovirt.

Ueber diese seine Lehrjahre finde ich in einem seiner Briefe vom 21. März 1870, — einem Dankschreiben für ein kleines Fest, welches wir zur Feier seines 75. Geburtsfestes veranstaltet hatten, — folgende bezeichnende Stelle: „In einem Alter von 10 Jahren ohne Eltern, und doch in Folge der gekrönten kaufmännischen Thätigkeit eines meiner Grossväter, ganz unabhängig stehend, wäre ich wahrscheinlich, ohne die Sorgfalt meiner würdigen Vormünder mit meinem angeborenen Drange nach geistiger Beschäftigung in dem ersten Strudel des Lebens, wie so Mancher untergegangen; doch meine Liebe zur Natur und besonders für die der Alpen bewahrte mich vor dieser furchtbaren Klippe, indem sie mir sehr frühzeitig ein reiches Feld darbot. Darum auch scheiterten alle von meinen Vormündern für mich ersonnenen Lebenspläne. Die Einweihung in das Kaufmännische, die doppelte Buchhaltung und dergleichen Allotria hatte ich bald satt; ausserdem waren Kriegszeiten, die Antipoden vom Welthandel, welchen meine beiden Grossväter getrieben hatten. Als Hamburger unter der französischen Zwingherrschaft sollte ich als untergeordneter Beamter an den Hof des ersten Napoleon kommen; dazu fing ich dann juridische Studien an, welche ich aber sehr bald verliess, und durch meine Liebe zur Botanik und Mineralogie getrieben, wählte ich die medicinischen Studien. In Folge der beständigen Kriege jener Zeit meiner Jugend kam ich nicht nach Göttingen, sondern war, nachdem ich nur knapp einem mir zugedachten französischen Militärdienst entronnen war, glücklich, in Schottland eine wohl damals nicht sehr glänzende, aber doch eine für den wirklich eifrigen Studenten höchst zweckmässig eingerichtete Universität zu finden. Ohne Genossenschaften, Burschenschaften und Kneipwirthschaft verlebte ich daselbst die glücklichsten Jahre meines Lebens, die glücklichsten, weil ich vorzüglich da am reichhaltigsten anfing, aus dem ganzen Born des Wissens zu schöpfen und nur liebevolle Menschen um mich sah."

Mit der Erreichung des Doctor-Grades betrachtete aber Boué seine Lehrjahre, wenn dieselben auch vielfach mit seinen Wander- und selbst Meisterjahren schon zusammenfielen, noch nicht als abgeschlossen, noch hörte er in den Jahren 1818 und 1819 in Paris, 1820 in Berlin und 1821 in Wien in den Wintermonaten Vorlesungen und wendete sich dabei mehr und mehr von den medicinischen und selbst auch den botanischen Studien ab und jenem der geologischen Wissenschaften zu.

Schon während seines Aufenthaltes in Edinburgh hatte Boué die Ferienzeit stets zu geologischen Untersuchungsreisen benützt; mit, man möchte sagen, stets zunehmender Wanderlust dehnte er in der Folge bis gegen das Jahr 1839 seine Reisen über immer ausgedehntere, weniger bekannte, und namentlich in damaliger Zeit unzugänglichere Gebiete aus. So unternahm er, nachdem er in den früheren Jahren Schottland, England mit Irland, Frankreich mit den Pyrenaen, Deutschland, Italien, die Alpenländer u. s. w. nach allen Richtungen durchzogen und durchforscht hatte, im Jahre 1824 seine Reise durch das mittlere und südliche Ungarn und durch Siebenbürgen.

Eine schwere Gefahr bedrohte hier sein Leben. Um ihn zu berauben, vergifteten ihn seine Diener mit dem Safte der Frucht von *Datura stramonium* und liessen ihn in einem einsamen Wirthshause zurück, während sie unter dem Vorwande, Hülfe zu suchen, mit seinem Wagen und seinen sämmtlichen Effecten das Weite suchten. Seiner eisernen Natur hatte er es zu danken, dass er nicht erlag, aber nur unter den grössten Schwierigkeiten und Drangsalen gelang es ihm, nach Wien zurückzukommen und hier unter guter ärztlicher Behandlung sich von den Folgeübeln der Vergiftung wie auch des Fiebers, das ihn in den Theissniederungen am Rückwege befallen hatte, wieder gänzlich zu erholen.

Im Jahre 1826 vermählte er sich in Wien mit Eleonore Beinstingel, die ihm nicht nur eine traute Häuslichkeit bereitete, sondern auch ihn auf vielen seiner späteren Reisen begleitete, und bis an sein Ende, nun eine ehrwürdige Matrone, seine treue Lebensgefährtin blieb.

Stabilen Aufenthalt hatte Boué mit seiner Gattin zunächst in Bern genommen, bald (1829) übersiedelte er aber nach Paris und setzte von hier aus mit ungeschwächter Wanderlust seine Forschungsreisen fort. So finden wir ihn im Sommer desselben Jahres, theilweise in Gesellschaft von Lill v. Lilienbach, dann von Keferstein erst in den östlichen Alpen, dann wieder in Galizien und dem nordöstlichen Ungarn, im Jahre 1832 im südlichen Frankreich, in Norditalien und bei der deutschen Naturforscher-Versammlung in Wien, im Jahre 1833 im südlichen England und in der Schweiz, im Jahre 1834 mit Bertrand-Geslin in Süd-Tirol und später im Elsass.

Im Jahre 1835 verliess Boué Paris und begab sich nach Wien, um in dieser ihm besonders zusagenden Stadt bleibenden Aufenthalt zu nehmen. Von hier aus unternahm er in den Jahren 1836, 1837 und 1838 seine drei grossen Reisen in die europäische Türkei, bei welchen er, theilweise zusammen mit Viquesnel, die erste Grundlage zur geologischen Kenntniss dieser ausgedehnten, bis dahin völlig undurchforschten Ländergebiete im Südosten von Europa schuf, dabei aber auch vielfach höchst werthvolle Beiträge für die Kenntniss von Land und Leuten überhaupt in denselben sammelte.

Mit den türkischen Reisen schliesst, so möchte man sagen, Boué's Wanderleben; zurückgekehrt nach Wien, wurde er Hauseigenthümer und Mitbürger unserer Stadt, bald auch Grundbesitzer in Vöslau, wo er fortan die Sommermonate zuzubringen pflegte und in der Cultur seines Gartens und seiner Weinberge Erholung von seinen literarischen Arbeiten fand, denen er nunmehr bis zu seinem Lebensende den grössten Theil seiner Zeit und seiner unermüdlichen Thatkraft zuwendete.

Unstreitig war Boué einer der fruchtbarsten Schriftsteller unseres Faches. Seine allererste, aber anonym (in dem Edinburger philos. Magaz.) 1815 erschienene Arbeit bezieht sich auf die Entdeckung von krystallisirtem Hyacinth in einem Gneiss beim Fort Augustus am Caledonischen Canal; seine letzte in Druck gelegte Abhandlung in der I. Abtheilung des Bandes 81 der Sitzungsberichte der k. Akademie der Wissenschaften: „Ueber den ehemaligen und jetzigen Stand der Geologie und Geogenie und die Untersuchungen und Methoden in

diesen Richtungen", wurde in der Sitzung am 15. April 1880 vorgelegt. Durch volle 65 Jahre war demnach Boué publicistisch thätig. Die Liste seiner Druckschriften umfasst 11 selbstständige Werke in 12 Bänden und 4 kleineren Heften, dann, nach einer oberflächlichen Zählung, mindestens 300 Abhandlungen und kürzere Notizen in etwa 30 verschiedenen englischen, französischen und deutschen Zeit- und Gesellschaftsschriften. Abgesehen von einigen zum Theil polemischen Abhandlungen über Fragen des Unterrichtes, der Organisation wissenschaftlicher Gesellschaften u. s. w. und abgesehen von einer etwas grösseren Zahl bibliographischer Zusammenstellungen, sind alle übrigen Arbeiten weitaus vorwaltend Originalmittheilungen von selbst gemachten Beobachtungen.

Nur die Inauguraldissertation, die Boué bei Gelegenheit seiner Promovirung zum Doctor der Medizin im August des Jahres 1817 veröffentlichte, ist botanischen Inhaltes; sie führt den Titel „Dissertatio inauguralis de Methodo floram regionis cujasdam conducendi exemplis e flora scotica ductis." Gewiss bemerkenswerth ist es, dass Boué, wohl einer der Ersten, in dieser Arbeit die Beziehungen hervorhob, welche zwischen der geologischen Beschaffenheit des Untergrundes und der Flora bestehen, und dass er weiter in derselben namentlich die pflanzengeographischen Verhältnisse eingehend berücksichtigte.

In seinen geologischen Werken und Abhandlungen theilt Boué eine ausserordentliche Menge von Detailbeobachtungen aus allen Gebieten mit, welche er bereist hatte. Nicht nur aber sehen wir ihn diese zu grösseren zusammenhängenden Schilderungen ausgedehnter Länderstrecken vereinigen, wie in den Werken: „Essai géologique sur l'Ecosse", Paris 1820; „Tableau géologique de l'Allemagne" im Journal de Physique de Paris 1822, und später unter dem Titel: „Geognostisches Gemälde von Deutschland mit Rücksicht auf die Gebirgsbeschaffenheit benachbarter Staaten". Frankfurt 1829; — „La Turquie d'Europe", Paris 1840 u. s. w., sondern wir finden auch, dass er stets an der Discussion der grossen Principienfragen unserer Wissenschaft den lebhaftesten Antheil nimmt und über dieselben seine unabhängigen Ansichten zum Ausdruck bringt, mochten dieselben nun mit der eben herrschenden Anschauung übereinstimmen oder nicht.

Es würde viel zu weit führen, wollte ich auch nur andeutungsweise auf Einzelheiten aus der reichen Menge der Boué'schen geologischen Publicationen eingehen; nur das Eine möchte ich hervorheben, dass wir ihm die ersten genaueren Angaben aus sehr vielen Gebieten unseres eigenen Reiches verdanken.

Den geologischen Druckschriften schliesst sich eine ansehnliche Reihe geologischer Karten an, die Boué anfertigte und grossentheils auch veröffentlichte. Einige derselben, wie namentlich jene der europäischen Türkei, jene von Schottland, von Siebenbürgen, dann die nicht publicirten Karten von Niederösterreich, von Mähren u. s. w. basiren zum grössten Theil auf seinen eigenen Beobachtungen; in anderen, wie in seiner geologischen Karte von Europa und in seinem kühnen Versuche einer geologischen Karte der ganzen Erde (Paris 1845) zeigt sich seine ausgebreitete Kenntniss der Arbeiten aller Fachgenossen, deren Ergebnisse er im Gesammtbild zu vereinigen wusste.

So reich aber auch, wie aus dem Gesagten hervorgeht, die publicistische Thätigkeit Boué's war, so bildete sie doch, wie man getrost behaupten kann, nur den kleineren Theil seiner literarischen Arbeiten. Gewiss nicht weniger Zeit und Mühe als ihr widmete er seiner „Bibliographie der physikalischen, chemischen, geographischen, naturhistorischen und geologischen Wissenschaften und einiger ihrer technischen Anwendungen, besonders des Berg- und Hüttenwesens".

Schon sehr früh hatte Boué den Gedanken gefasst, zunächst für die geologisch-mineralogisch-paläontologischen Wissenschaften ein Repertorium zu schaffen, welches nach Fächern geordnet, ein leichtes Auffinden aller über irgend einen Gegenstand publicirten Arbeiten ermöglichen sollte. In einer Notiz in dem Bulletin der geologischen Gesellschaft von Frankreich (Band 3, pag. 259) gibt er einige Andeutungen über den Plan, den er dabei verfolgte: „Das Werk werde in so viele grosse Abtheilungen zerfallen, als die geologischen Wissenschaften verschiedene Studien umfassen, und jede Abtheilung werde in so viele Capitel, als nöthig erscheint, eingetheilt werden; er werde namentlich bemüht sein, die Unterabtheilungen zu vermehren, damit es keinen geologischen oder mineralogischen Gegenstand, keinen theoretischen oder praktischen Gedanken, keine Gegend und keinen bemerkenswerthen Ort, keine Gattung von Gebirgsarten, Mineralien oder Fossilien gebe, über welche man nicht sofort die bibliographischen Nachweisungen finden könne. — In jeder Abtheilung sollen die Angaben in chronologischer Ordnung folgen; alle Wiederabdrücke, Uebersetzungen, ausführlicheren Auszüge und Kritiken in allen Sprachen sollen so vollständig als möglich berücksichtigt werden."

Der innige Zusammenhang, in welchem die Geologie mit allen Naturwissenschaften steht, führte Boué dahin, den Plan seiner Arbeit immer weiter auszudehnen und schliesslich nicht nur diese in ihrer Gesammtheit mit Einschluss von Physik und Chemie, von Mathematik und Astronomie, von physikalischer Geographie und Anthropologie u. s. w., sondern auch die sogenannten angewandten Wissenschaften Medicin und Chirurgie, Landwirhschaft und Bergwesen mit Metallurgie, Bauwissenschaft u. s. w. mit einzubeziehen.

Die Arbeit selbst nun bestand darin, dass Boué die betreffenden Literaturnachweisungen auf einzelne Papierblättchen sammelte und diese in systematischer Reihe anordnete. Von dem wahren Bienenfleiss, den er auf das Werk verwendete, gibt Zeugniss einerseits das mir vorliegende, bei 4000 Nummern umfassende Verzeichniss der Titel der excerpirten Zeit- und Gesellschaftsschriften, Encyclopädien, Revuen u. s. w., anderseits die ungeheuere Zahl der Notizen selbst. Dieselben befinden sich in niederen offenen Holzkistchen, deren Zahl ungefähr 650 beträgt. Jedes Kistchen enthält im Durchschnitte wohl mindestens 600 einzelne Zettel, so dass die Gesammtzahl der Nachweisungen auf ungefähr 400.000 geschätzt werden kann.

Mit wahrer Freude war Boué jederzeit bereit, den Fachgenossen, die sich um Literaturnachweisungen an ihn wandten, aus dem reichen Born seiner bibliographischen Sammlung solche mitzutheilen; mehrfach auch hat er derartige Nachweisungen über einzelne Gegenstände veröffentlicht. Nur beispielsweise erinnere ich in dieser Beziehung an

seine bibliographischen Mittheilungen über die Nummulitenformation in den Haidinger'schen Berichten, an jene über die Nordlichter, dann über den Magnetismus gewisser Mineralien, Gesteine u. s. w. in den Sitzungsberichten der k. Akademie der Wissenschaften.

Mit Meisterschaft wusste Boué sein „Instrument", wie er selbst seine bibliographische Sammlung in einem Briefe an mich vom 26. November 1877 nannte, zu handhaben. In wenigen Augenblicken hatte er, um eine Nachweisung über was immer für einen Gegenstand befragt, das richtige Kästchen und die betreffenden Blätter aus demselben zur Hand.

Den wichtigsten und vollständigsten Theil dieses seines Schatzes, jenen, der sich auf die physikalische Geographie, auf Paläontologie, Mineralogie und Geologie, dann auf Bergbau und Hüttenwesen bezieht, hat Boué zu Anfang des Jahres 1881 — „Angelangt am Ende meiner Laufbahn", sagt er in dem Begleitschreiben — an die k. k. geologische Reichsanstalt als kostbares Vermächtniss übergeben. Vielfach beschäftigte ihn der Gedanke einer Drucklegung mindestens dieser Abtheilung, die 312 Kistchen mit nahe 200.000 Notizblättchen umfasst.

Die übrigen Theile seiner bibliographischen Sammlung übergab Boué, wenige Partien abgerechnet, an die Bibliothek des k. k. polytechnischen Institutes.

So sehr Boué in seinem langen Leben durch eigene Arbeit die Wissenschaft zu fördern bestrebt war, so sehr suchte er auch anregend auf Andere zu gleichem Zwecke zu wirken. Zu seinen stolzesten Erinnerungen gehörte es, dass er, zusammen mit einigen gleichgesinnten Freunden, einem Constant Prevost, Cordier, Blainville, Férussac, Roissy und Jobert im Jahre 1831 die geologische Gesellschaft von Frankreich gegründet hatte. In seiner Studirstube wurden im Jänner dieses Jahres die Statuten der Gesellschaft redigirt und auf Boué's Antrag das Princip der ausserordentlichen Versammlungen, welche in den Ferien an einem ausser Paris, und zwar nicht ausschliesslich nur in Frankreich gelegenen Orte abgehalten werden sollten, angenommen. Es ist dies jedenfalls eines der ersten Beispiele von den später mit so grossem Erfolge für die mannigfaltigsten Wissenszweige eingeführten Wanderversammlungen.

Mit philosophischer Ruhe sah Boué seinem Lebensende entgegen. Die letztere Zeit vor seinem am 21. November 1881 erfolgten Tode war er vielfach mit Anordnungen und Vorkehrungen für dieses Ereigniss beschäftigt. Auch hier noch bewies er seinen Eifer für die Förderung seiner Lieblingswissenschaften. Ein ansehnliches Legat ist in seinem Testamente der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der k. Akademie der Wissenschaften zugesichert, um aus den Erträgnissen seine noch unedirten Werke zu publiziren und Preise oder Reisestipendien zu verleihen.

In all den zahlreichen gelehrten Gesellschaften und Akademien, die Boué zu ihren Mitgliedern zählten, wird man seinen Verlust als den eines hochverdienten grossen Gelehrten betrauern; doppelt herb aber ist dieser Verlust gewiss für Jeden, der dem liebenswürdigen Greise persönlich näher zu treten Gelegenheit hatte.

Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Lemberg.

Von Dr. Emil Tietze.

Hierzu eine Karte in Farbendruck (Tafel Nr. I).

Einleitung.

Die Gegend von Lemberg ist schon vielfach Gegenstand, sei es geologischer, sei es paläontologischer Untersuchungen, gewesen. Besonders waren es Arbeiten von Alth, Kner, Stur, E. Favre und Plachetko, durch welche unsere Kenntniss von der Terrainzusammensetzung jenes Gebietes und von den organischen Einschlüssen der daselbst entwickelten Formationen eine in vielen Stücken so genaue geworden ist, dass es auf den ersten Blick schwer erscheinen könnte, den schon bekannten Thatsachen Neues hinzuzufügen oder ihrer Darstellung wenigstens neue Gesichtspunkte abzugewinnen.

Der Umstand, dass ich während einiger Sommermonate des Jahres 1880 mit der geologischen Aufnahme der Blätter Lemberg und Gródek der Generalstabskarte in Folge eines Auftrages unserer Reichsanstalt beschäftigt war, gab mir indessen nicht allein Gelegenheit, die Genauigkeit und Gründlichkeit der Arbeiten meiner Vorgänger bestätigend anzuerkennen, sondern ermöglichte hie und da sogar noch die Gewinnung etlicher neuer Daten, welche, obschon oft nur von localem Interesse, doch die Kenntniss des betreffenden Gebietes in erwünschter Weise ergänzen können. Jenes locale Interesse wächst übrigens, wenn man bedenkt, dass wir es hier nicht mit einer beliebigen, entlegenen Localität, sondern mit der Umgebung einer grossen Stadt, einer Landeshauptstadt, zu thun haben. Die Bedeutung der Localitäten und das Interesse, welches sie erregen, sind eben verschieden, und da der Schwerpunkt jener älteren Arbeiten auf paläontologischem Gebiete lag, so ist es vielleicht Manchem nicht unerwünscht, die Schilderung einer Reihe von geognostischen Einzelheiten in die Hand zu bekommen, welche bei weiteren Excursionen in der Nähe der Stadt als Anhaltspunkte dienen können.

Deshalb habe ich es schliesslich auch für angezeigt gehalten, dieser Darstellung eine geologische Karte in Farbendruck beizugeben, durch welche Allen, die sich für die inneren Bodenverhältnisse der galizischen Hauptstadt interessiren, eine leichtere Orientirung darüber an der Hand dieser Beschreibung ermöglicht wird.

Freilich hat bereits Alth seiner „geognostisch-paläontologischen Beschreibung von Lemberg“ (in Haidinger's naturw. Abhandl., III. Bd., Wien 1850, Separatabdr. 1849) eine geologische Karte mitgegeben, allein da die letztere nur wenig über das Weichbild der Stadt hinübergreift, so schien mir diesbezüglich eine Darstellung gerechtfertigt, welche, über jenen eng begrenzten Rahmen hinausgehend, leichter geeignet sein wird, die Geognosie von Lemberg im verständlichen Zusammenhange mit den allgemeinen geologischen Verhältnissen des podolisch-galizischen Hügellandes zur Anschauung zu bringen. Aehnlich wie mit der kartographischen muss ich auch mit der beschreibenden textlichen Darstellung etwas mehr auf die entferntere Umgebung der Stadt Rücksicht nehmen, als dies in jener wichtigen Fundamentalarbeit geschehen ist. Bedenkt man ferner, dass seit dem Erscheinen der letzteren immerhin mehr als drei Decennien verflossen sind, so mag dem hier auf's Neue versuchten Umriss der geognostischen Verhältnisse des fraglichen Gebietes wenigstens der Vorwurf gänzlicher Ueberflüssigkeit erspart bleiben.

Aus mancherlei Rücksichten, namentlich aus denen der Sparsamkeit, konnte unsere Karte nicht das ganze von mir für das Archiv der Kartensammlung der geologischen Reichsanstalt aufgenommene Gebiet umfassen. Es musste im Osten ein Theil des Blattes Lemberg der Generalstabskarte weggelassen werden und ein noch grösserer Theil des Blattes Gródek kam im Westen in Wegfall. Dagegen wurde die Karte südlich vom Blatt Lemberg um ein kleines Stück vergrössert, welches von Herrn Hilber aufgenommen worden war und welches ich übrigens zum Theil auch aus eigner, zu kleinen Modificationen der Hilber'schen Aufnahme benützter Anschauung kenne. Die Nordgrenze dieses Terrainstückes verläuft südlich von Nawarya und etwa in einer Horizontallinie, welche durch Nagorzaný hindurchgeht. Auf diese Weise konnten die wichtigeren Kreidelocalitäten der Umgebung Lembergs noch der Karte einverleibt werden, welche schliesslich bei der jetzt gewählten Umgrenzung gerade den complicirter zusammengesetzten Theil der entfernteren Umgebung der Hauptstadt mit umfasst. In der Beschreibung werde ich allerdings über die Grenzen der hier publicirten Karte hinausgehen und auch die übrigen von mir bereisten Landstriche berücksichtigen.

Abgesehen von solchen Angaben, die mehr localer Natur sind, gelangte ich übrigens im Verfolg meiner Arbeit auch zu Schlüssen und Ergebnissen von allgemeinerer Bedeutung. Namentlich die Eigenthümlichkeiten in der Verbreitung des Löss zogen mich an, da sie den Schluss auf bestimmte meteorologische Vorgänge zur Diluvialzeit gestatteten. Auch zur Illustrirung dieser letzteren Verhältnisse wird die Karte ihre Dienste leisten können, wenn ich auch gerade hier gewünscht hätte, durch Ausdehnung derselben auch über die angrenzenden Lössgebiete manche Erscheinung noch drastischer hervortreten zu lassen.

Was sich sonst an Betrachtungen, die über den Rahmen einer nackten Beschreibung der Umgebung Lembergs hinausgreifen, ergab, wenn man das beschriebene Gebiet im Zusammenhange mit den benachbarten Landstrecken auffassen wollte, wird der Leser in den allgemeinen Bemerkungen hinter der geognostischen Localbeschreibung finden. Meine Bekanntschaft auch mit andern Theilen Galiziens verlockte mich zu dem Versuch, im Anschluss an die Ergebnisse dieser allgemeinen Discussion in skizzenhafter Weise einige Momente der geologischen Entwicklungsgeschichte Galiziens hervorzuheben. Unsere geologische Kenntniss jenes Landes scheint mir heute schon so weit vorgeschritten, dass manche der bei einem solchen Versuch in Betracht kommenden Fragen sich theils annähernd lösen, theils zunächst in ihren Umrissen präcisiren lassen. Da ich nicht weiss, ob und wie bald ich Gelegenheit haben werde, auf derartige Erörterungen zurückzukommen, so hätte ich diesen Theil der Arbeit gern noch weiter ausgeführt und abgerundet. Allein einerseits hätte dies meine beschränkte Zeit kaum zugelassen und andrerseits hätte ich fürchten müssen, das Gleichgewichtsverhältniss zwischen dem speciellen Theil der Arbeit und den allgemeinen Folgerungen zu Gunsten der letzteren mehr als gebührlich zu stören.

Es wäre hier vor dem Eingehen in die eigentliche Beschreibung vielleicht der Ort, eine Zusammenstellung der unser Gebiet betreffenden Literatur zu geben. Ich will mich indessen in dieser Hinsicht beschränken. Die Arbeiten von R. Kner (Versteinerungen des Kreidemergels von Lemberg. Naturwissenschaftliche Abhandlungen, herausgegeben von W. Haidinger, 3. Bd., Wien 1850), E. Favre (Description des mollusques fossiles de la craie des environs de Lemberg, 1869) und Plachetko (das Becken von Lemberg, Gymnasialprogramm 1863) kommen bei ihrer rein faunographischen Tendenz für uns weniger in Betracht, und derjenigen Notizen, welche sonst für unsere Darstellung von Wichtigkeit sein dürften, werde ich im Verlauf der Arbeit an geeigneter Stelle Erwähnung thun. Nur auf eine der, abgesehen von der citirten Arbeit Alth's, für mich wichtigeren Vorarbeiten will ich an dieser Stelle mit besonderem Danke hinweisen. Ich gedenke nämlich der grossen Erleichterung, welche mir durch eine meist sehr genaue, aber nicht publicirte, sondern nur mit freier Hand in grösserem Massstabe ausgeführte Aufnahme des Herrn Oberbergrathes Stur ermöglicht wurde. Diese Aufnahme, zu deren Erläuterung leider ein ausführlicherer Bericht nicht erschienen ist, geht schon einigermassen über die Grenzen der Alth'schen Karte hinaus, östlich etwa bis in die Gegend von Winniki, westlich aber bis zu den Hügeln von Hołosko, Bruchowice und Zawadów.

Hydrographische und orographische Orientirung.

Die zu beschreibende Gegend fällt zum weitaus grössten Theil in die Wassergebiete des Bug und des Dniester und gehört zu einem nicht unbedeutenden Theil jenem theils hügeligen, theils ebenen, meist den Charakter einer mässig erhabenen Hochebene tragenden Landstrich an, welcher im Norden des Dniester, wie Alth sich ausdrückt, „von Gródek angefangen als deutliches Plateau auftritt“ und

sich von da an ziemlich weit nach Osten hin mit demselben Charakter fortsetzt.

Der nördliche oder, wie wir im Hinblick auf die speciellen Verhältnisse bei Lemberg besser sagen, nordöstliche Rand dieses Plateaus ist zumeist ein ziemlich steiler. Nach den anderen Richtungen zu ist die Begrenzung der Ränder keine scharf ausgesprochene.

Am nördlichen Rande dieser Hochebene „in einem tiefen, durch die Quellen des Flüsschens Pełtew gebildeten Busen derselben liegt die Stadt Lemberg.“ (Alth l. c. p. 9). Jener Nordrand der Hochebene ist gerade bei Lemberg ausserordentlich deutlich markirt. Wer die beliebten Promenaden der Lemberger am Sandberge besucht und von da aus weiter östlich über den Kaiserwald nach der Czartowa skała geht, dem kommt bald das eigenthümliche Element der Landschaft zum Bewusstsein, welches in dem steilen Abfall jenes hügeligen Terrains gegen Norden zu begründet ist. Etwas minder deutlich, aber immer noch gut erkennbar, zieht sich dann aus der Gegend von Winniki dieser Steilrand in mehr ausgeprägt südöstlicher, stellenweise sogar südsüdöstlicher Richtung über Winniczki weiter nach Ganczary, wo er das Gebiet unserer Karte verlässt. Nordwestlich von Lemberg dagegen ist die Begrenzung der Hochebene gegen das Tiefland eine minder scharfe, insofern die niedrigen Bodenanschwellungen der letzteren gegen Westen zu sanft aufsteigend sich mit den Hügelmassen des Plateaurandes verbinden. Der scharfe Abfall dieses Randes wird dadurch einigermassen verwischt und tritt erst in der Gegend westlich von Żołkiew wieder bestimmter hervor.

Der beschriebene, in nordwest-südöstlicher Richtung verlaufende Plateaurand wird durch eine Menge von Schluchten ausgefurcht und reich gegliedert. Diese Schluchten bieten dem Geologen meist gute Gelegenheit, die Beschaffenheit der unter der weit verbreiteten, keineswegs auf die tiefer liegenden Gebiete der Karte beschränkten Diluvialdecke ruhenden älteren Formationen der Gegend zu studiren, welche Formationen sich, wie schon aus den diesbezüglichen älteren Arbeiten bekannt ist, hier an der Oberfläche auf tertiäre und cretacische Gebilde beschränken. Die Folge der Entblössung dieser Formationen längs der Schluchten des Plateaurandes ist, dass die Verbreitung jener Gebilde auf der geologischen Karte gerade hier eine ausgesprochene nordwest-südöstliche Streichungslinie einhält, entsprechend der Richtung des Steilrandes selbst.

Bei der meist so gut wie fast horizontalen Schichtenstellung der im Bereich des zu beschreibenden Gebietes entwickelten Schichtabtheilungen ist es nicht leicht zu entscheiden, ob jene Richtung ein Analogon in der inneren Structur dieser Hügelmasse findet, was auch im Hinblick auf die gleiche Richtung der galizischen Ost-Karpathen bedeutsam wäre. Wir werden jedoch später sehen, dass dies wenigstens stellenweise der Fall zu sein scheint. Andererseits jedoch darf nicht übersehen werden, dass weiter östlich in der Gegend von Złoczów die Richtung des Plateaurandes eine andere, nämlich südwest-nordöstliche wird, weshalb für die Gesammtlänge des besprochenen Steilabfalls ein Parallelismus mit den Karpathen nicht besteht.

In einem ziemlich auffälligen Constrast zu der Richtung des Lemberger Steilrandes steht die Längserstreckung der niedrigen Bodenerhebungen des dem Plateau daselbst nördlich vorliegenden, tieferen Landes. Diese Bodenerhebungen sind untereinander parallel und von oft moorigen oder doch etwas morastigen, langgestreckten Thälern derselben Richtung getrennt, über welche Thäler sie sich um durchschnittlich nicht viel mehr als 20 oder höchstens 40 Meter erheben. Jene Richtung ist eine nahezu rein ostwestliche, schneidet also die des Steilrandes in einem gewissen Winkel.

Gegen Süden, das ist gegen den Dniester zu, dacht sich das Plateau langsam ab.

Im westlichen Theil des Gebiets findet ebenfalls eine allmälige Abnahme der Höhenverhältnisse statt. Hier treten hauptsächlich Beispiele jener zahlreichen, oft untereinander verbundenen Wasserbecken, Teiche (polnisch staw) auf, deren Anwesenheit ein so eigenthümliches Merkmal der ausserkarpathischen Landschaft Galiziens bildet, und durch deren Verbreitung man auf einer Karte fast an die hydrographischen Verhältnisse der Provinz Preussen oder Mecklenburgs erinnert wird.

Noch wäre der Beziehung zu gedenken, dass die Wasserscheide zwischen Bug und Dniester, die wir in unserem Gebiet vor uns haben, gleichzeitig ein Stück der grossen europäischen Wasserscheide ist, welche zwischen der Ostsee und dem schwarzen Meer verläuft. Der Bug, um dessen Zuflüsse es sich handelt, ist nämlich der in die Weichsel mündende Fluss dieses Namens. Ausserdem gehört der Szkło-Bach dem Wassergebiet der Sann, somit ebenfalls dem Stromgebiet der Weichsel an. Wir werden bei der späteren Besprechung des galizischen Löss Gelegenheit haben, auf die Bedeutung dieser Wasserscheide zurückzukommen.

Endlich ist hier auch der Ort, um den Umstand zu betonen, dass viele der kleineren Bäche unseres Gebietes einen mehr oder minder meridianen Verlauf haben. Auch dieser Umstand wird sich bei der Discussion der Verbreitungsverhältnisse des Löss als wichtig erweisen.

Eine weitläufigere Paraphrase der topographischen Karte zu geben halte ich für überflüssig. Es sollten hier nur diejenigen Momente kurz betont werden, welche mit den geologischen Eigenthümlichkeiten des Gebiets einen Zusammenhang aufweisen und das sind ohnehin in der Regel die wichtigsten bei der topographischen Gestaltung eines Terrains. Diese Gestaltung ist ja eben der Haupsache nach der Ausdruck der geologischen und petrographischen Zusammensetzung einer Landschaft, sowie sie andererseits auf den weiteren Verlauf der geologischen Vorgänge in dieser vielfach bestimmend einwirkt.

Die das Gebiet zusammensetzenden Formationen.

Wir gehen jetzt zur Beschreibung der Beschaffenheit und der Verbreitung der das Gebiet zusammensetzenden Formationen über. Der petrographische Charakter aller dieser Gebilde ist namentlich von Alth bereits so treffend gezeichnet worden, dass ich kaum Näheres anzu-

geben wüsste und nur der Vollständigkeit wegen das Wesentliche anführe.

Die ältesten der zu Tage tretenden Bildungen gehören der **Kreideformation,** und zwar deren obersten Abtheilung, dem Senon an. Es sind weissliche oder bläulichgraue Mergel, deren Klüfte oft von rostrothem Eisenoxydhydrat überzogen sind, welches „sehr oft auch die zerstörte Schale mancher Versteinerungen, besonders der Baculiten, Gastropoden und vieler Acephalen ersetzt, und aus der Zerstörung von prismatischem Eisenkies entstanden ist, welcher in selteneren Fällen in noch frischem Zustande die Schale von Conchylien bildet, oder in kleinen, runden oder länglichen Partien im Gesteine vorkommt, endlich sind die dünnen Klüfte manchmal mit Gypsspath erfüllt, dessen kleine Krystalle sichtlich von den Wänden der schon bestehenden Klüfte her gegen einander gewachsen sind und sich durch den Einfluss der bei Verwitterung der Eisenkiese entstehenden Schwefelsäure auf den kohlensauren Kalk noch immerfort zu bilden scheinen."

Gegen Süden zu in der Gegend von Nawarya und Porszna wird der Kreidemergel im Allgemeinen sandiger.

Ueber die chemische Zusammensetzung der Opoka bei Lemberg selbst (so heisst der Kreidemergel hier im Volksmund) gibt eine Analyse Auskunft, welche Dr. G. Wolf gemacht hat, und welche von Plachetko (l. c. pag. 8) publicirt wurde. Es ist dies eine Durchschnittsanalyse, deren Proben von verschiedenen Punkten der Einfassung der Lemberger Bucht stammen. Sie ergab: Kohlensauren Kalk 66·9, Thonerde 11·8, Kieselerde 16·0, Eisenoxyd 1·8, Bittererde 1·2, Verlust und Wasser 2·3, zusammen 100·0. Da sich nirgends schwefelsaurer Kalk als wesentlicher Bestandtheil des Gesteins nachweisen liess, so fand Plachetko darin die Bestätigung der Annahme Alth's, dass die vorkommenden Gypskrystalle eine secundäre Bildung vorstellen.

Bisher war der bekannteste Fundort für Lemberger Kreideversteinerungen Nagorzany, etwas östlich von Nawarya. Schon am 7. Mai 1847, also vor dem Erscheinen der Arbeiten von Alth und Kner konnte F. v. Hauer in einer Sitzung der Freunde der Naturwissenschaften in Wien (Berichte über deren Mittheilungen, 2. Bd. Wien 1847 p. 433) eine Liste von 60 Arten vorlegen, welche von dem genannten Fundpunkt stammten. Da der letztere aber heut unzugänglich geworden ist, so wird es Vielen angenehm sein zu erfahren, dass etwas südlicher in der Umgebung von Porszna und Kierniczki sich andere ziemlich reiche Petrefacten-Fundstellen befinden. Herr Professor Kreutz in Lemberg machte mich auf dieselben aufmerksam, und die Ausbeute, die ich von dort nach Wien brachte, war in der That nicht gering.

Herr Lorenz Teisseyre, ein Schüler des Herrn Professor M. Neumayr, hat sich unter dessen Leitung der Aufgabe unterzogen, die betreffende, noch durch zahlreiche von Herrn Hilber mitgebrachte Stücke verstärkte Aufsammlung zu bestimmen. Ich will diese Bestimmungen, durch welche somit die paläontologischen Arbeiten von Kner, Alth und Favre ergänzt werden können, hier mittheilen.

Localität Porszna.

Ammonites sp.
Baculites cf. Knorrianus Fvre.
Belemnitella mucronata Schloth., zahlreich.
Turbo tuberculato-cinctus Gldf., nicht selten.
Turritella quadricincta Gldf.
Voluta semilineata Münst.
Aporrhais emarginulata Gein.
„ *? sp.*
Fusus carinifer Reuss.?
Pholadomya decussata Münst.
Isocardia subquadrata Alth.
Cardium vindenense d'Orb.
„ *sp.* ähnlich dem *C. Cenomanense d'Orb.*
„ *fenestratum Kner.*
Astarte sp.
Nucula cf. producta Nils., 3 Exemplare.
„ *truncata Nils.?*
„ *ovata Nils.*
Limopsis radiata Alth.
„ *cf.* „ „ (schief gedrücktes Exempl.).
Pectunculus planus Roemer.
Arca cf. tenuistriata Münst.
„ *leopolensis Alth.*
„ *sp. ind.*
Inoceramus Cripsi, Mantel zahlreich.
„ *sp. ind.*
Lima Hoperi, Mantel.
„ *Sowerbyi Gein.*
„ *granulata Desh.* (Schalenstructur im durchfallenden Lichte deutlich).
„ *decussata Münst.*
Pecten pulchellus Nils.
„ *Zeiszneri Alth.*
„ *sp. nov.*, ähnlich den *P. Nilsoni Gldf.*
Spondylus sp. ind.
„ „ „
Ostrea vesicularis Lmrk., sehr zahlreich.
„ *sp. ind.*
„ *cf. hippopodium Nils.*
Anomia sp. ind.
Ananchytes ovata Lam., nicht selten.
Terebratula carnea Sow.
„ *obesa Sow.*
Rhynchonella plicatilis Sow.
Serpula pentagona Alth., nicht selten.
Helcion?
Korallen, wenige unbestimmte Stücke.

Localität Kierniczki.

Nautilus elegans Sow.
„ *sp. ind.*
Aporrhais stenoptera Gldf.?
Voluta Kneri Fvre.
Turbo tuberculato-cinctus Gldf., etwas häufiger.
Pholadomya decussata, Mantel
Cardium fenestratum Kner.
Nucula cf. producta Nils.
„ *ascendens Alth.*
„ *sp.*, mit obiger verwandt.
Inoceramus Cripsi, Mantel.
Inoceramus Lamarki Park.
Lima cf. aspera, Mant.
„ *cf. Hoperi, Mant.*
„ *cf. maxima d'Arch.*
„ *cf. septemcostata Reuss.*
„ *cf. pseudocardium?*
„ *decussata Münst.*
Pecten membranaceus Nils.
„ *subexscissus Fvre.*
Ostrea semiplana Sow.
„ *vesicularis Lmrk.*
Terebratula carnea Sow.
Rhynchonella limbata Schloth.
Ananchytes ovata Lam., zahlreich.

Hieran schliessen wir noch die Erwähnung der Tesseyre'schen Bestimmungen, welche Versteinerungen betreffen, die Herr Dr. Hilber in seinem südlich an das von uns specieller zu beschreibende Gebiet angrenzenden Aufnahmsterrain gefunden hat.

Localität Bóbrki.

Fischreste
Belemnitella granulata Quenst.
Avellana inverse striata Kner.
Turbo? sp. ind.
Lima granulata Desh.
Pecten cf. Dujardini Roemer.
Leda Puschi Alth.
Arca sp. nov.
Lima sp. ind.
Nucula semilunaris B.
„ *ovata Nils.*
Brachiopoden unbestimmbar.
Cerithium sp. ind.
Echinodermen-Reste (Platten, Stacheln).
Dentalium annulatum Reuss.
Flabellina condata Reuss.

Globulina lacryma Reuss.
Robulina trachyomphala Reuss.
Cristellaria sp.

Localität Ernsdorf.

Fischreste
Belemnitella mucronata Schloth.
Cerithium tenuecostatum Favre?
Astarte cf. acuta Reuss.
Nucula cf. porrecta Reuss.
„ *ovata Nils.*
Leda cf. producta Nils.
Arca undulata Reuss.
Lima paucicostata Reuss.
Pecten sp.
Ostrea cf. hippopodium
Magas pumilus Sow.
Pollicipes glaber A. Roemer.
Rhabdocidaris sp.

Localität Wotków und Reichenbach.

Scaphites sp.
Baculites sp., Wohnkammerbruchstücke.
Arca cf. Geinitzi Reuss.
„ *granulato-radiata Alth.*
Aporrhais stenoptera Gldf.?
Nucula ovata Nils.
Ostrea cf. hippopodium Nils.
Robulina sp.

Auf die Kreide folgen **Tertiärbildungen**, welche übrigens ausschliesslich der neogenen Abtheilung dieser Formation zufallen.

Es sind theils Kalke, theils Sandsteine, theils lose Sande. Die nähere Charakteristik dieser Schichten wird am besten aus den folgenden Detailbeschreibungen hervorgehen. Was die zahlreichen paläontologischen Einschlüsse derselben anlangt, so verweise ich theils auf die genannten älteren Arbeiten von Alth und Plachetko, theils aber auf die zu erwartende Arbeit von Hilber, welcher seit einigen Jahren dem genauen Studium der Fossilien des galizischen Neogen obliegt. An den geeigneten Stellen werde ich überdies der wichtigsten mir unter die Hände gekommenen Versteinerungen, sowie der Angaben der früheren Autoren gedenken. Eine Discussion des genaueren Alters und der etwaigen Gliederung der betreffenden Absätze, sowie der Beziehungen zu anderen Neogenbildungen führt zu interessanten Ergebnissen und Perspectiven. Dieserhalb muss aber auf den allgemeinen Theil am Schluss unserer Abhandlung verwiesen werden.

Diluvialbildungen nehmen oberflächlich den grössten Theil unseres Gebietes ein. Sie gliedern sich in Glacial-Diluvium, in

Löss und in Sande. Es gehört hierher auch ferner eine kleine Partie von Süsswasserkalk bei Kopiatyn und gewisse thonige Absätze der Gegend von Sądowa wisznia, welches Gebiet auf der beigegebenen Karte in Wegfall gekommen ist.

Unter den Alluvialbildungen spielen Flussabsätze bei dem Mangel grösserer Wasserläufe keine wesentliche Rolle. Dagegen sind stellenweise Moor- und Torfbildungen für die Zusammensetzung der Oberfläche von einiger Bedeutung.

Geognostische Localbeschreibung.

Geht man von Lemberg auf den sogenannten Sandberg und den durch schöne Anlagen gezierten, westlich davon gelegenen Nationalhügel, so trifft man über den durch Häuserbauten verdeckten Kreidemergeln eine mächtige Entwicklung von Sanden.

In der oberen Hälfte seiner Höhe wird der, gewöhnlich ebenfalls Sandberg genannte Nationalhügel von einer plateauartigen Terrasse, namentlich nach Norden zu umgeben. Diese Terrasse verdankt nach der allgemeinen bisherigen Annahme dem Umstande ihr Bestehen, dass sich hier eine etwas festere Schichte vorfindet. Dieselbe scheint gerade an dieser Stelle allerdings nicht so mächtig zu sein, als die festeren Bänke, die sich weiter östlich in demselben Niveau finden und besteht ausserdem wohl nur aus einer Anhäufung von Nulliporenknollen, von welchen an dem Gehänge des unteren Sandes gegen den Badeort Kisielka zu nicht selten Stücke umherliegen.

Ueber der Terrasse beginnt eine abermalige Sandablagerung, der obere Sand. An den Gehängen des eigentlichen Sandberges ist derselbe gut durch den ehemaligen Betrieb von Sandgruben aufgeschlossen. Heute ist dieser Betrieb wegen Verstürzungsgefahr eingestellt, und mit Recht, doch beweisen die steilen Sandgehänge trotzdem eine grosse Zähigkeit der Sandpartien.

Auf dem oberen Sande ruht ein hellgrauer, etwas grober Sandstein mit Serpulen und vielen Steinkernen von Muscheln. Diese Sandsteinbänke fallen mit schwach geneigten Flächen etwas südwärts gegen die Stadt zu. Doch ist die Abweichung von der horizontalen Lage eine sehr geringe. Ueber denselben erhebt sich dann die künstliche Aufschüttung, an welcher hier schon seit einer längeren Reihe von Jahren gearbeitet wird, und welche gleichsam das Monument der vierhundertjährigen Erinnerungsfeier der Vereinigung Polens mit Lithauen vorstellen soll, ein Seitenstück zu der künstlichen Bodenaufschüttung des Kościuśko-Hügels bei Krakau.

Der Abfall der besprochenen Terrasse gegen Norden zu ist ein steiler. Nehmen wir den Weg nach dem am Fusse derselben gelegenen Kaltwasserbadeort Kisielka, so finden wir den unteren Sand im Allgemeinen etwas gelblicher gefärbt als den oberen, und an seiner Basis bei Kisielka tritt der Kreidemergel auf. Einzelne Blöcke von Sandstein scheinen hier herabgefallen zu sein, vielleicht zu einer Zeit, als der obere Sand mit den bedeckenden Sandsteinen noch nicht so weit denudirt war, als heute. Auf einem solchen Block befindet sich eine, wie ich glaube, von dem Besitzer des Badeortes angebrachte Inschrift.

Die Quelle, welche das Bad und einen dabei befindlichen Teich speist, entspringt an der unteren Grenze des wasserdurchlässigen Sandes gegen den Kreidemergel. Der Kreidemergel lässt sich von hier aus weiter westlich am Fusse des Sandberges verfolgen und steht namentlich in der Nähe des Bahnhofs Podsamcze und an den hier befindlichen Bahneinschnitten deutlich an.

Oestlich vom Sandberge, wenn man längs des Nordabfalls der Terrasse nach dem sogenannten Kaiserwalde zu geht, trifft man zuvor noch deutliche Aufschlüsse im oberen Sande, welche dadurch bemerkenswerth sind, dass sich hier einige ganz locale Schichtenstörungen erkennen lassen. Diese Störungen entsprechen indessen keiner allgemein tektonischen Wirkung, sondern sind durch partielle Unterminirungen des Sandes und das Nachgeben der unterminirten Partien hervorgebracht. Einige der Sandmassen sind hier mehr oder minder sandsteinartig verkittet, und zwar sind dies hier nicht die alleroberstenSandpartien. Die Verkittung entspricht keinem auf grössere Strecken verbreiteten Horizont.

Der Kaiserwald, an den wir nun gelangen, ist eine der genannteren und versteinerungsreicheren Localitäten der Umgebung von Lemberg. Es ist eine bebuschte, über das Plateau in seinem oberen Theil hinausragende Erhebung.

Bei der annähernden Horizontalität der Tertiärschichten würde man unter der Voraussetzung einer gleichmässigen Ausbildungsweise derselben hier analoge Verhältnisse wie an dem benachbarten Sandberge erwarten dürfen. Diese Erwartung wird aber getäuscht. Es gelangt hier ein kalkhaltiger Sandstein zu ziemlicher Entwicklung, den Stur (Verhandl. d. geol. R.-A., 1859, pag. 105) speciell mit dem Namen des Kaiserwalder Sandsteins belegt hat. Dieser grünliche oder bläulichgraue Sandstein enthält zahlreiche Versteinerungen, von welchen Hilber (siehe Verhandl. d. geol. R.-A., 1881, pag. 125) die folgenden Arten bestimmt hat:

Corbula gibba Ol., *Panopaea Menardi Desh.*, *Thracia ventricosa Phil.*, *Lucina sp. Isocardia cor Linn. Cardium sp.* (eine Form, ident mit einer bei Baranow in Ostgalizien gefundenen) *Pecten elegans Andrz.*, *Pecten scissus E. Favre*, *Pecten Galicianus E. Favre.*

Ausserdem ist dieser Sandstein bernsteinführend.

Die Fauna der Kaiserwalder Sandsteine entspricht, wie hier gleich vorgreifend bemerkt werden muss, der Fauna der sogenannten Schichten von Baranow und würde in ihrer Zusammensetzung auf eine Altersparallele mit solchen Schichten hinweisen, die man bisher als die untere Abtheilung der Mediterranstufe vorstellend angesehen hat. Es muss das hervorgehoben werden, weil der Kaiserwalder Sandstein an der Stelle seines Auftretens sicher dem obersten Theil der mediterranen Lemberger Tertiärbildungen angehört. Er ist ein directes Aequivalent eines Theiles des oberen Sandes am Sandberg und unter ihm einerseits nach Zniesienie, andererseits nach der Lyczakower Vorstadt zu entwickelt sich erst die Hauptmasse der Tertiärbildungen.

Einst existirten auf der Höhe des Kaiserwaldes Steinbrüche, die aber heute verfallen sind. Deshalb sind die kleineren Einzelheiten des dortigen Schichtprofils nicht mehr ganz deutlich und diesem Umstande

möchte ich es zuschreiben, wenn die von Stur sogenannten, durch das zahlreiche Vorkommen von *E. pusilla* ausgezeichneten Ervilienschichten, welche nach diesem Beobachter gleich unter dem Kaiserwalder Sandstein folgen, nicht mehr anstehend beobachtet werden konnten.

Gegen die Lyczakower Vorstadt zu scheint unter den beschriebenen Schichten zunächst etwas Sand und dann Nulliporenkalk zu kommen. Nach einer Mittheilung Dr. Hilber's hat derselbe darunter dann nochmals Sand in grösserer Mächtigkeit, dann nochmals Nulliporenkalk gesehen, zwischen welchen eine Bank von Ervilienschichten auftritt. Der Nulliporenkalk unter den Ervilienschichten enthält relativ grosse Nulliporen. Darunter käme dann ein rostbrauner Sand, in welchem ein 9 Millimeter starker Kohlenschmitz beobachtet wurde. Unter diesem Sande endlich muss der Kreidemergel vorausgesetzt werden.

Ich meinerseits sah am Südgehänge des Kaiserwaldberges, weiter abwärts gegen den Schützengarten zu, einen noch heute in Betrieb stehenden Steinbruch, durch welchen kalkige Sandsteine aufgeschlossen waren, welche in ihrer relativen Stellung den von Hilber beobachteten Nulliporenkalken mit der Einlagerung von Ervilienschichten entsprechen. In jedem Falle bestehen hier in dieser Gegend in, über und unter der Höhe der Plateauterrasse festere, grösstentheils kalkhältigere Lagen in viel grösserer Ausdehnung und Mächtigkeit als an anderen Stellen desselben Höhenzuges, und ein Theil dieser Lagen muss dem Alter nach gewissen Sandlagen nicht allein des Sandberges correspondiren, in deren unmittelbarer Fortsetzung wir uns befinden, sondern auch den Sandlagen am Nordgehänge des Plateaus unterm Kaiserwald gegen Zniesienie zu, wo die Entwicklung von festeren Lagen im Sand sehr zurücktritt.

In einer dieser festeren Lagen, aber noch ziemlich hoch gelegen, fand ich eine wahrscheinlich zu *Pecten denudatus* gehörige Versteinerung, deren Herr Hilber (l. c. pag. 125) Erwähnung gethan hat. Am Südostgehänge des Kaiserwaldes aber, wo über der Terrasse noch etwas Sand entwickelt ist, wurden in dem letzteren *Trochus patulus Br.* und ein *Pecten* gefunden.

Hat man den Kaiserwald verlassen, um längs des Nordrandes des Plateaus weiter zu gehen, so trifft man am oberen Rande des letzteren bald wieder Stellen, wo eine Schicht im Sande liegender Nulliporenknollen den oberen Abschluss der Plateauebene bezeichnet. Diese Knollen gewinnen demnach für die Terraingestaltung einen ähnlichen Einfluss, wie ihn nach Richthofen (China, I. Bd., pag. 113) die Lagen der Lössmännchen in den chinesischen Lössgebieten ausüben.

Abwärts gegen Zniesienie zu ist auch hier der Rand des Plateaus ein sehr steiler, ähnlich wie am Sandberge gegen Kisielka zu. Ein ganzes System wildzerrissener Schluchten mit steilen Böschungen, wie sie bei Lössschluchten nicht viel steiler vorkommen, ist hier in den unter dem wenig mächtigen Nulliporenlager liegenden Sand eingerissen. Einige niedrige Buckel auf der Höhe des Plateaus rühren von Resten etwas jüngerer Sandlagen her, welche im Alter den Sandsteinen des Kaiserwaldes nahestehen.

In den Schluchten zeigt der Sand deutliche horizontale, ziemlich dünne, 2 bis 3 Zoll mächtige Schichtung. Namentlich die Schluchten, welche ungefähr über den östlichsten Häusern von Zniesienie schon

etwas gegen Krzywczyce zu gelegen sind, haben besonders schöne diesbezügliche Aufschlüsse. Steigt man diese letzteren Schluchten hinab bis zu dem Niveau, in welchem die von Kisielka sich bis hierher fortziehenden Kreidemergel herauskommen, so lässt sich hier auch deren unmittelbares Hangende, die liegendste Partie des hiesigen Tertiärs, sehr gut beobachten.

Direct über der Kreide liegen zwei ziemlich dünne, je kaum einen halben Schuh mächtige Bänke von bräunlich-grünlichen, innen mehr bläulichen Sandsteinen mit Petrefacten, welche durch eine stark wasserführende, etwa anderthalb Schuh mächtige Lage Sandes getrennt werden. Den Sandsteinen sind kleine kohlige Partikelchen eingesprengt. Etwas höher hinauf ist stellenweise der Sand stark eisenschüssig. Nicht unerwähnt will ich lassen, dass man hart an der Grenze gegen die Kreide auf der Oberfläche des hellen Kreidemergels dunkle, halbkreisförmige, gewissermassen breithufeisenförmige Zeichnungen sieht, offenbar Hohldrücke, welche durch das darüberliegende Sandsteinmaterial ausgefüllt sind. Aus der unteren Sandsteinbank liess sich bezüglich der Petrefacten eine *Venus cf. cincta Eichw.* bestimmen.

Noch etwas weiter östlich gehend trifft man auf der Nordseite des in Rede stehenden Hügelzuges einige Steinbrüche auf Sandstein. Dieselben liegen relativ beträchtlich unter der Höhe des Plateaus, wesshalb diese Sandsteine zweifellos ein Aequivalent eines Theiles der unteren Sande des Sandberges repräsentiren, ein neuer Beweis, wie rasch auf kurze Distanzen die Faciesverhältnisse hier sich ändern. Die Sandsteine werden an dieser Stelle von einer ziemlich bedeutenden Lössmasse bedeckt, welche bei den Steinbruchsarbeiten abgeräumt werden muss.

In einer in polnischer Sprache erschienenen, mir erst während des Druckes dieser Arbeit zugekommenen kleinen Schrift eines Herrn J. Bąkowski über den Diluviallehm der Umgebumg von Lemberg (Glina dyluwiana we Lwowie i nabliższéj okolicy, Lemberg 1881, Separatabdruck aus der polnischen Zeitschrift Kosmos) wird erwähnt, dass in den Lösspartien zwischen Zniesienie und Krzywczyce sich die folgenden Schnecken finden: *Succinea oblonga*, *Pupa muscorum*, *Helix tenuilabris*, *Helix hispida var. septentrionalis*, von denen die erste die häufigste ist.

In der bewaldeten, ebenfalls dem Nordabfalle der Hügel angehörenden Schlucht, ungefähr nördlich vom Lyczakower Schranken, sieht man Sandsteine und Partien von Nulliporenkalk, der auch hier die Höhe des Plateaus einzunehmen scheint. Aber von hier aus abwärts in dem vom Wald umsäumten Hohlwege, welcher nach Krzywczyce führt, sieht man nichts als Löss, der hier vornehmlich die Westseite jener Schlucht bedeckt. Erst unten bei Krzywczyce steht der Kreidemergel an. Einige Teiche bezeichnen auch hier dessen Undurchlässigkeit für Wasser.

Ehe wir in der Beschreibung des Plateaurandes fortfahren, wollen wir noch einen Blick auf die Zusammensetzung des Terrains unmittelbar über der Vorstadt Lyczakow werfen. Wir können uns dabei recapituliren, was über das Südgehänge des Kaiserwald-Berges gesagt wurde. Leider sind in dem von Häusern bedeckten Terrain weitere Beobach-

tungen nicht zu machen, wohl aber etwas ausserhalb der Vorstadt, an der Strasse von Winniki, wo ein Zollschranken errichtet ist.

In der Nähe des Schrankens, zu welchem man von der Vorstadt aus aufsteigen muss, befinden sich rechter Hand (südlich) grosse Sandgruben, welche namentlich seit Einstellung der Arbeiten am Sandberge in Aufnahme gekommen sind. Der Sand hier entspricht dem unteren Sande des Sandberges. Er wird von einer dünnen, weisse Nulliporenknollen führenden Schicht bedeckt, welche auch hier den Abschluss der das Plateau zusammensetzenden Tertiärbildungen herstellt. Ganz ähnliche Verhältnisse, nur minder deutlich aufgeschlossen, herrschen auch auf der Nordseite der Strasse. Das Plateau zieht sich hier in gleicher Zusammensetzung nach der Pohulanka zu fort, wo es dann von zum Theile bewaldeten Einschnitten durchkerbt ist.

In dem Thal der Pohulanka treten an den tiefsten, stadtwärts gelegenen Stellen die Kreidebildungen auf. In der Nähe des Vergnügungsortes und Bräuhauses daselbst, dort, wo etwas über der Kreide jene Quelle entspringt, deren Wasser dann von hier aus nach der Stadt geleitet wird, liegen nicht mehr ausschliesslich lose Sande, sondern vornehmlich festere Sandsteinbänke über der Kreide, denen hier die Wasserführung angehört.

Geht man hinter der Pohulanka die Schlucht aufwärts, so sieht man theils lehmige Diluvialbildungen (fetten, hier vielleicht stellenweise zusammengeschwemmten Löss) bis ins Thal herabgreifen, theils aber auch noch tertiäre Sande, Sandsteine und Nulliporenkalkknollen. Von den letzteren Gebilden beobachtet man aber mehr herumliegende Stücke als deutliche Aufschlüsse. Die Höhe wird hier ganz von ziemlich fettem Löss eingenommen.

Zwischen dem Thal der Pohulanka und der Brodyer oder Lyczakower Vorstadt liegt der Hauptfriedhof von Lemberg im Osten der Stadt. Die Verbindungsstrasse, welche vor der Einfahrt in den Friedhof vorbei von jener Vorstadt nach den oberen Häusern der Stadt am Pasiecki potok führt, zeigt stellenweise deutliche Aufschlüsse von Kreidemergel in den Seitengräben. Betritt man den nach der Höhe zu aufsteigend angelegten Friedhof, so kommt man bald in den Bereich loser Tertiärsande, welche dann auf der Höhe wieder von der Nulliporenkalkbank bedeckt werden, die sich vom Lyczakower Schranken her herüberzieht.

Die meisten der Gräber sind in dem Sandterrain angelegt. Wohl zum Glück für die Stadt werden nicht alle Trinkbrunnen derselben von dieser Seite her mit Wasser versorgt, und bezieht dieselbe auch ausserdem von der Pohulanka her Trinkwasser von guter Beschaffenheit, denn es ist die Möglichkeit nicht auszuschliessen, dass die von dem Infiltrationsgebiete der Anhöhe zwischen dem Lyczakower Schranken und dem Pasiecki potok abhängigen Brunnen, und dies wird ein grosser Theil der Brunnen des östlichen Stadttheiles sein, durch die Fäulnissflüssigkeiten des Friedhofes influencirt werden. Diese Flüssigkeiten müssen, den allgemeinen Gesetzen der Wassercirculation folgend, den durchlässigen Sand durchsickern und sich auf der hier nach der Stadt zu geneigten Oberfläche der undurchlässigen Kreidemergel

sammeln. Das auf dieser Oberfläche sich ansammelnde Wasser ist es aber, welches etwaige Brunnen dieser Gegend speist.

Nun ist andrerseits freilich zu berücksichtigen, dass der Sand nicht bloss wasserdurchlässig ist, sondern auch filtrirende Eigenschaften besitzt. Eine gewisse Zeit lang werden sich diese letzteren Eigenschaften auch bewähren. Jedes Filter jedoch wird durch fortgesetzten Gebrauch unbrauchbar, also auch ein Sandfilter. Der Sand wird sich mit verwesenden und verwesten Stoffen übersättigen und ein in solchem Terrain angelegter Friedhof könnte wohl, wenn es sich nur um eine relativ geringe Zahl darin vorzunehmender Beerdigungen handelte, unbedenklich gefunden werden, bei der fortgesetzten Deponirung einer grossen Leichenmenge aber bleibt die Befürchtung nicht ausgeschlossen, dass sich in dem Abflusse des in dem Sande circulirenden Wassers nach und nach unfiltrirte Fäulnissflüssigkeiten in grösserer Menge einstellen.

Dass aber jene Annahme von einer möglichen Uebersättigung des Sandbodens mit organischen Stoffen keine ganz hypothetische ist, beweisen unter Anderem auch bis auf einen gewissen Grad die anscheinend ungünstigen Erfahrungen, welche man in letzter Zeit (z. B. bei Osdorf unweit Berlin) mit der Anlage sogenannter Rieselfelder, welche zur Aufnahme der in grossen Städten sich häufenden Faecalstoffe bestimmt sind, gemacht hat.

Allgemeine Regeln über die Zulässigkeit gewisser Plätze zu Friedhofsanlagen lassen sich leider schwer finden oder angeben. Jeder einzelne Fall fordert da zu besonderen Erwägungen auf, welche durch eine Reihe localer Umstände beeinflusst werden. Es kann z. B. eine mangelnde verticale Mächtigkeit einer filtrirenden Sandschichte durch einen entsprechend grossen horizontalen Abstand von den Orten, deren Brunnen und sanitätliche Verhältnisse in Frage kommen, compensirt werden. Für gewöhnlich wird der Fachmann, der ein Gutachten abzugeben hat, in der niemals angenehmen Lage sein, zwischen mehreren Uebeln das kleinere zu wählen.

Es ist auch nicht meine Aufgabe oder Absicht, für Lemberg eine Friedhofsfrage aufzuwerfen, um so weniger als es bis jetzt so scheint, als ob sich Uebelstände aus den besagten Verhältnissen noch nicht ergeben hätten. Es gibt auch competente Personen an Ort und Stelle, denen gelegentlich durch officielle Unterstützung die Gewinnung sicherer Daten über jene Verhältnisse, namentlich bezüglich der Beschaffenheit und Zahl der Trinkbrunnen ermöglicht werden kann und welche dann in der Lage sein werden, sich bestimmter über den Gegenstand zu äussern. Da aber neuerdings die geologische Beurtheilung von Friedhofsanlagen, soweit dies möglich ist, in manchen Fällen von Seite der Betheiligten gewünscht wird, so mochte es nicht unnütz sein durch die vorstehenden Zeilen wenigstens die Aufmerksamkeit der engeren fachmännischen Kreise für gewisse Eventualitäten zu wecken.

Kehren wir aber an den Lyczakower Schranken zurück, um von da den Weg weiter ostwärts fortzusetzen.

Der bei dem Schranken anstehende Sand hält, wenn auch schlecht aufgeschlossen, zunächst bis in die Nähe des Bräuhauses an. Stellenweise wird das Tertiär hier auch von etwas Löss maskirt. Das Hügel-

land wird hier durch ein etwas längeres Thal unterbrochen, welches, in südöstlicher Richtung nach der Gegend von Czyski zu verlaufend, auf seiner rechten (südwestlichen) Seite eine Anzahl kleinerer Rinnsale aufnimmt, so dass die Gegend am Lyczakower Schranken eine Art kleiner Wasserscheide bildet. Die Strasse nach Winniki führt am linken (nördlichen) Abhange dieses Thales. Das letztere ist zunächst dadurch bemerkenswerth, dass es bis zum Niveau der Kreidemergel ausgefurcht ist, welche schon in der Nähe des erwähnten Bräuhauses erscheinen. Auch noch unterhalb des Niveaus der Strasse sind dieselben in einigen räumlich sehr beschränkten, auf der Karte nicht oder nur mit Uebertreibung ausscheidbaren Partien wahrzunehmen. Dagegen bezeichnen einige Teiche oder Wasseransammlungen sehr deutlich, dass der wasserundurchlässige Schichtcomplex erreicht ist. Geschichteter Sand steht namentlich an einer Stelle kurz hinter dem Bräuhause nicht hoch über der Kreide an. Löss ist dabei in dieser Thalfurche allenthalben verbreitet und ruht stellenweise direct über der Kreide. Die Zeit seiner Ablagerung fand also ein denudirtes Thal schon vor, wie das ja übrigens beim Löss kein ungewöhnliches Verhältniss ist.

Durch das besagte Thal (für welches in der Generalstabskarte weiter abwärts der Name Marunka angegeben wird) einerseits und andrerseits durch den allgemeinen Nordrand des Tertiär-Plateaus in seiner östlichen Fortsetzung von Krzywczyce aus wird ein waldiger Hügelcomplex begrenzt, dessen höchste Erhebung die sogenannte Czartowa Skała (418 Meter) überhaupt der höchste Punkt der ganzen Umgebung von Lemberg ist, und der wieder vorwiegend aus tertiären, stellenweise von Löss bedeckten Schichten besteht.

Eine kleine Strecke hinter dem Bräuhause befindet sich links von der Strasse eine Quelle und hier geht ein Holzweg, den man für die Besteigung der Czartowa Skała benützen kann, in den Wald hinein. Das Gestein, aus welchem jene Quelle kommt, ist ein wenig mächtiger Nulliporenkalk. Die Aufschüttung der Strasse verhindert an dieser Stelle die unmittelbare Unterlage des Kalks zu beobachten. Doch geht aus dem Höhenverhältniss der Oertlichkeit hervor, dass sich der Kalk, wenn nicht unmittelbar über, so doch keinesfalls sehr entfernt von der Kreide befindet, dass also dieser nahe der Basis des ganzen mächtigen, bis zum Gipfel der Czartowa Skała reichenden Tertiärs entwickelte Kalk unmöglich mit dem Nulliporen-Niveau identificirt werden kann, welches am Lyczakower Schranken oder oberhalb Zniesienie die obere Grenze des Plateaus einnimmt und welches am Sandberge einen unteren marinen Sand von einem oberen scheidet.

Ueber diesem Kalkstein folgt Sand, dann beobachtet man auf der Höhe vor der Kuppe der Czartowa Skała Sandstein. Diese Kuppe selbst besteht aus Lagen eines meist grobkörnigen Sandsteins, abwechselnd mit Sanden. Versteinerungen sind hier undeutlich und selten. Durch bedeutende Steinbrüche werden hier die Sandsteine ausgebeutet. Auf der Ostseite der Kuppe kommt partienweise ein eisenschüssiger rother Sand vor, der die anderen Gebilde senkrecht durchsetzt. Doch ist dieses Vorkommen kein gangartiges, sondern entspricht einer localen besonderen Ausbildung und Färbung des Sandes. An einer Stelle der Nordseite sah ich im Sande eine nahezu runde concretionäre Kugel von Sand-

stein. Dergleichen Erscheinungen, für welche wir auch sonst noch aus dem Tertiär von Lemberg Beispiele anführen können, erklären sehr gut das nicht seltene Vorkommen von festeren Sandsteinpartien innerhalb gewisser Sandsteine der Karpathen, wie wir dergleichen (Jahrb. d. geol. R.-A. 1879, p. 197 und 248) in Siebenbürgen und am Stryi zu sehen Gelegenheit hatten. Würde nämlich eine derartige Ablagerung losen Sandes durch späteres Hinzutreten eines Bindemittels zu Sandstein verkittet, dann könnten sich die innerhalb des Sandes liegenden Sandsteinconcretionen leicht zu noch festeren Sandsteinen entwickeln, als die sie einhüllenden Massen.

Auf der Nordseite der Kuppe befindet sich ein steil gegen Lesienice abfallender Felsen festeren Sandsteines, die als Aussichtspunkt bisweilen von Spaziergängern aufgesuchte Teufelskanzel. Es ist dies eine der wenigen, für den sonst keineswegs wilden oder pittoresken Charakter der Gegend auffallenden Felsformen, für welche wir in dem zu beschreibenden Gebiet noch einige Beispiele aus der Nähe von Janow später anführen werden.

Es kann keinem Zweifel unterliegen, dass die Bildungen, welche die Czartowa Skała zusammensetzen, die zeitlichen Aequivalente des oberen Sandes des Sandberges sowie auch der oberen Sandsteinschichten des Kaiserwaldes sind, ein neuer Beweis für die wechselvolle Gestaltung der Lemberger Tertiärbildungen.

Geht man von besagter Kuppe nach Winniki herab, so trifft man noch zweimal auf Sandsteinpartien im Sandgebiet. Bei Winniki erreicht man wieder die Kreidemergel, deren Spuren hier an den Hügelrändern um die sumpfige, lang ostwestlich gestreckte Thalebene der Marunka manchenorts zum Vorschein kommen. Hier gelangt man bereits in ausgedehntere Lössgebiete, wo der Löss unmittelbar die Kreide bedeckt. Bei Weinbergen sind Ziegeleien im Löss angelegt.

Ehe wir in der Beschreibung des Plateaurandes in der Richtung von Winniki nach Winniczki fortschreiten, wollen wir noch einige Beobachtungen aus dem Terrain zwischen der Pohulanka und Winniki, das ist von der westlichen Seite des oberen Marunka-Thales, mittheilen.

Hat man die früher erwähnte Schlucht oberhalb der Pohulanka bis an ihre Anfänge verfolgt, und ist man auf die hier von Löss bedeckte Höhe des wasserscheidenden Plateaus hinaufgestiegen, so gelangt man östlich hinter Majerówka bald an einen bedeutenden Steinbruch, von welchem aus man bereits in das Thal oberhalb Winniki herabsieht. Die Steinhaufen, welche man längs derjenigen Strassen Lembergs aufgestapelt sieht, welche nicht gepflastert, sondern beschottert werden, stammen gegenwärtig zum grössten Theil von hier.

Ehe man zu dem Steinbruch gelangt, sieht man zuerst auf der Höhe, durch einige Einrisse blosgelegt, ziemlich typischen Löss. Gleichmässiges feines Korn, poröse Beschaffenheit, Zerreiblichkeit zu feinem Staub und Neigung zur steilen Zerklüftung oder fast verticalen Böschungen zeichnen denselben aus. Nur Lössschnecken konnte ich an dieser Stelle nicht finden. Trotzdem diese Schluchten ziemlich tief eingerissen sind, wird die Unterlage des Löss hier noch nicht entblösst. Der letztere ist demnach an dieser Stelle ziemlich mächtig und doch befinden wir uns auf der Höhe des fast ebenen Plateaus in 374 Meter über dem Meeresspiegel, während die Generalstabskarte für das ungefähr

zunächst gelegene Thalstück der oberen Marunka (unterhalb der Einmündung des Krzywy potok) nur 295 Meter Seehöhe angibt. Nur die Kuppe der Czartowa Skała ragt von hier aus gesehen als höherer Punkt über das umgebende Land hervor (der Sandberg und der Kaiserwald bleiben durch nahen Wald verdeckt). Es ist dies eine jener Stellen, wo dem Beobachter sich die Unzulässigkeit der Annahme, der Löss sei von Flüssen abgesetzt, von selbst aufdrängt.

An dem ein wenig tiefer gelegenen Steinbruch angelangt, beobachtet man über den dort aufgeschlossenen Tertiärschichten ebenfalls noch eine gegen 4 Klafter mächtige Lössdecke. Gleich unter dem Löss liegt hier dichter, vielfach zerfressener Kalk, in dessen Hohlräumen honiggelber Kalkspath (in der Form des dreifach spitzen Rhomboëders 4 *R*) gefunden wird, der in manchen Sammlungen als Lemberger Kalkspath bekannt ist. Weiter nach unten zu stellen sich graue Bänke mit Pectiniten und Nulliporen ein, welche letzteren hier übrigens nicht gesondert knollenförmig auftreten, sondern mit dem Gestein verwachsen sind.

Der Uebergang der obersten, etwas an Süsswasserkalk erinnernden Lagen in die unteren, entschieden marinen Absätze ist kaum ein plötzlicher zu nennen. Deshalb wurden auch Süsswasserkalke hier nicht besonders auf der Karte markirt. Ausgeschlossen bleibt freilich die Möglichkeit nicht, dass, ohne dass eine besondere Absatzunterbrechung eingetreten wäre, wenigstens eine locale Aussüssung des Absatzbeckens an dem Aussehen der obersten Kalklagen betheiligt ist. Wir werden übrigens noch ähnliche Fälle im weiteren Verlauf der Beschreibung kennen lernen, aus denen wohl hervorgehen wird, dass im Bereich des Lemberger Miocäns keine Thatsachen vorliegen, welche für eine Aufhebung der Continuität dieser Ablagerungen zu Gunsten eingeschalteter Süsswasserschichten sprechen könnten. Wir werden auch sehen, dass solche poröse Kalke bisweilen in Gesteinsvarietäten übergehen, die typisch marin aussehen.

Noch etwas in einem tieferen Niveau als der beschriebene grössere Steinbruch sind kleinere Steinbrüche in einem weissen, mehr typischen Nulliporenkalk angelegt. Auch Sande kommen hier vor, welche sich, wie es scheint, zwischen den letzterwähnten Nulliporenkalk und die grauen Kalke des oberen Steinbruchs einschalten.

Den Löss sieht man dabei an diesen Abhängen auch abwärts nach den Schluchten herab gehen und das Tertiär mantelförmig bekleiden.

Schlägt man dann den Weg nach dem obern Marunkathal gegen das Bräuhaus zu ein, um an die Poststrasse Lemberg-Winniki zu kommen, so kann man in das sogenannte Helenenthal gelangen. Die Aufschlüsse, welche man in diesem Seitenthal der Marunka erhält, sind freilich meist nicht erwähnenswerth, doch befindet sich in der unteren Hälfte des Thales, an dessen linker Seite wenigstens, ein deutlicher Aufschluss. Es ist eine schöne, ziemlich wasserreiche Quelle, welche hier aus Nulliporenkalk hervorbricht. Wir befinden uns dabei etwas schrägüber der früher erwähnten Stelle, wo der Weg von der Poststrasse nach der Höhe der Czartowa Skała sich abzweigt und wo ebenfalls eine Quelle aus Nulliporenkalk hervorkommt. Die beiden

Kalke correspondiren sich, und auch hier gelangt man bald unterhalb der Quelle an das Niveau der Kreidemergel.

Besichtigen wir nunmehr den Rand unseres Plateaus in der Gegend zwischen Winniki einerseits und Winniczki und Ganczary andererseits, so fällt uns zunächst die mächtigere Entwickelung des Löss in diesem Gebietsstück auf. Durch diese hier gesteigerte Ausgleichung der Terrainunebenheiten durch Löss wird auch der im Ganzen minder schroffe Abfall des Plateaus nach dieser Seite und die sanftere Vermittlung der Höhenverhältnisse gegen das nordöstlich vorliegende niedrigere Löss- und Alluvialgebiet erklärbar.

Im Bezirk der Ortschaften Pierwsza Wulka, Druga Wulka, Wulka Siechówska, Trzecia Wulka und Kopiatýn gibt es indessen einige kleine Thäler, in welchen die älteren Ablagerungen theilweise aufgeschlossen sind. Dergleichen Aufschlüsse finden sich z. B. im oberen Theil des Czýskowskabaches und des Siechówskabaches, während in den Ortschaften Pierwsza und Druga Wulka Alles von Löss bedeckt wird, in welchem hier auch Ziegeleien angelegt sind. Gegen Wulka Siechówska zu, oberhalb Druga Wulka, sah ich am linken Gehänge des Thales stellenweise eine fast steinartig zu nennende Erhärtung des Löss. Der letztere ist hier minder zerreiblich als sonst und kann sogar mit dem Hammer bearbeitet werden, enthält aber noch Lössschnecken (*Succinea*) und zeigt, abgesehen von der grösseren Härte, keine wesentlichen Abweichungen vom Löss bezüglich seiner petrographischen Beschaffenheit oder der Art seiner Consistenz in Terraineinschnitten.

In der Nähe des untersten Hauses von Wulka Siechówska sah ich wenig auffallende Spuren von Kreidemergel und unweit davon auch bereits tertiären Sand, Sandstein und Spuren von Nulliporenkalk. Oberhalb Wulka Siechówska am weiteren Wege nach Siechów bezüglich Pirogawka sieht man wieder Sand und Sandstein und endlich auf der Höhe des Plateaus abermals Löss, der hier eine weit verbreitete zusammenhängende Decke bildet.

Nicht uninteressant ist auch der Weg durch die Schlucht von Trzecia Wulka über Kopiatyn gegen Krotoszyn zu nach der Höhe des Plateaus, wenngleich auch hier die Aufschlüsse deutlicher oder doch zusammenhängender sein könnten. Die ersten Andeutungen älterer Gesteine kommen unter der allgemeinen Lössbedeckung bei dem Dorfe Trzecia Wulka selbst zum Vorschein. So z. B. scheint in der Nähe des dortigen Teiches etwas zersetzter Kreidemergel anzustehen. Weiter aber folgt Sand, der freilich, weil allenthalben noch Löss vorkommt, nicht überall deutlich sichtbar ist.

Bei Kopiatyn stehen auf der linken (westlichen) Thalseite zerfressen aussehende Felsbänke an. Dieselben erweisen sich als ein Kalktuff, der Abdrücke von Blättern und Süsswasserschnecken (namentlich einen grossen *Lymnaeus*) enthält. Es ist dies eine ganz localisirte Bildung und augenscheinlich ein Quellenabsatz, der jedoch dem Niveau der heutigen Wassercirculation (abgesehen von den geringfügigen Wasseradern des nächsten Berggehänges) schon entrückt erscheint, sei es durch eine kleine Hebung des Gebirges, sei es namentlich durch eine der fortgesetzten Erosion zuzuschreibende, nach Absatz des Tuffs bewirkte weitere Vertiefung des hiesigen Schluchtensystems. Da aber

andererseits der Löss bis in diese Schluchten hinabgreift, sie also bei seiner Bildung in ähnlichem Zustande schon vorfand, so möchte die Zeit der Ablagerung jenes Tuffes zum grossen Theil der älteren Diluvialzeit vor Ablagerung des hiesigen Löss angehören.

Etwas oberhalb Kopiatyn beobachtet man dann horizontal geschichtete, ziemlich grobkörnige Sandsteine und kommen dieselben stellenweise mit kalkigen Partien zum Vorschein, welche direct über Sand lagern, und bald darüber folgen Spuren von Nulliporenknollen. Das Material zu dem oben erwähnten Kalktuff kann wohl nur von diesen kalkigen Tertiärbildungen herrühren, welche aber speciell in dieser Gegend noch an Masse hinter den sandigen zurückstehen, weshalb die Anwesenheit gerade jenes isolirten Kalktuffs bei Kopiatyn immerhin etwas Befremdliches hat.

Ganz oben auf der mit dem Namen Zagumienki bezeichneten Plateauhöhe liegt bereits überall Löss, theilweise durch kleine Regenschluchten aufgeschlossen.

Auch bei Winniczki und Ganczary, den letzten Punkten, bis zu welchen wir den Rand des Plateaus südöstlich von Lemberg verfolgen wollen, sind die unter dem Löss liegenden Gesteine stellenweise entblösst. Der Schlossberg von Winniczki besteht aus etwas grünlichen Sandsteinen. Oestlich vom Schlossberg wird an den Abhängen auf weissen Kreidemergel gegraben, der dadurch aufgeschlossen wird. Dieser Umstand und das sumpfige, wasserundurchlässige Terrain zwischen Winniczki und Ganczary liess mich auch in demselben Höhenniveau bei dem letzteren Ort trotz undeutlicher Aufschlüsse den Kreidemergel voraussetzen.

Südlich und südöstlich von Ganczary nimmt das Tertiär, nach den Aufnahmen Dr. Hilber's zu urtheilen, eine mehr durchgehends kalkige Bechaffenheit an. Vielleicht deutet schon bei Kopiatyn das Kalkigerwerden der Sandsteine einen Uebergang dazu an.

Mehr der Merkwürdigkeit wegen, als in der Absicht unsere geognostische Beschreibung zu vervollständigen, erwähne ich hier eine Notiz, welche in einem Werkchen von Stupnicki (das Königreich Galizien und Ludomirien in geographischer, historischer und statistischer Beziehung, Lemberg 1853, p. 77) sich findet. Es heisst dort nämlich: das Gebirge in der Umgebung von Winniczki sei voll zerstreuter Bimssteinblöcke, welche der Vermuthung Raum geben sollen, dass dort einst ein feuerspeiender Berg gewesen sein dürfte.

Vielleicht gelingt es einem der späteren Beobachter zu zeigen, auf Grund welcher Wahrnehmungen ein derartiges Missverständniss sich einstellen konnte.

Kehren wir nach Lemberg zurück und besichtigen wir zunächst die südlich und westlich von der Stadt gelegenen Abhänge und Schluchten, ehe wir nach Nordwesten vorschreitend den Rand des Plateaus weiter verfolgen.

Durch die von der Haliczer Vorstadt ausgehende, nach Sichow (und Bóbrka) führende Chaussée-Strasse, sowie durch die nach Solonka (und Stryi) führende Chaussée-Strasse wird in der Nähe von Lemberg ein interessanter Terrainabschnitt östlich und westlich begrenzt, welcher von einem System verzweigter Schluchten durchzogen wird, welche bis

zu der Nähe des Ostabhanges des Citadellenberges ihre Vereinigung bewirkt haben.

Bei dem Jablonowski'schen Exercierplatz liegt, wie an der seitlich dort in der Höhe vorbeiführenden Strasse zu sehen ist, tertiärer Sand, der wohl stellenweise etwas vom Löss bedeckt wird. Die Unterlage hier gegen die Stadt zu ist nicht sichtbar, wird aber sicherlich von Kreide gebildet, deren Vorkommen östlich und westlich von diesem Punkte den Boden der Stadt ausmacht. Auf der Südseite aber des Hügels, auf welcher sich der Jablonowski'sche Exercierplatz befindet, steht deutlich der Kreidemergel an, und zwar in demselben hypsometrischen Niveau, wie jenseits der Sand. Bei der nahezu horizontalen Lage aller Schichten ist dies ein deutliches Beispiel für die Unregelmässigkeit der Kreideoberfläche, auf welcher sich das Tertiär bei Lemberg abgesetzt hat.

Geht man dann weiter gegen das sogenannte Eisenbrünndl zu, so sieht man zunächst am nördlichen Thalgehänge des betreffenden Bächleins bald Spuren von Kreide, bald Löss, welcher letztere die Höhen gegen die Bóbrkaer Strasse zu vielfach bedeckt und namentlich auch gegen das Thal zu, die relativ älteren Bildungen verkleidend, herabsteigt. Ziegeleien sind hier im Betriebe. Bei der bald erreichten Thalgabelung, bei welcher das Thal, in welchem die sogenannte mechanische Fabrik liegt, einmündet, befindet sich eine grosse Entblössung von Kreidemergel auf der nördlichen (rechten) Seite der Thalvereinigung.

Von dieser Stelle dürfte die Probe stammen, deren Analyse durch G. Wolf gemacht und von Plachetko mitgetheilt wurde, und deren Zusammensetzung von der bereits früher erwähnten Durchschnittsanalyse durch einen kleineren Gehalt von Kalk und einen grösseren von Thonerde so wesentlich abweicht.

Der weitere Verlauf der Entblössungen an den Thalrändern beweist, dass die Kreideoberfläche hier ostwärts etwas absinkt, was, verglichen mit den geschilderten Verhältnissen am Jablonowski'schen Exercierplatz, auf die Existenz eines den Tertiärbildungen gegenüber präexistirenden Hügels der Kreide an dieser Stelle hinweist.

Der Rücken zwischen beiden in Rede stehenden Thälern fällt auf seiner Nordseite gegen die mechanische Fabrik zu mit einer Art von plateauartiger Terrassenabstufung ab. Man sieht hier zunächst etwas grünlichen Tertiärsand auf der Kreide liegen. Auf gewisse Unterwaschungs- und Einsturzerscheinungen, welche im Gebiete dieses Sandes vor kurzer Zeit bemerkbar wurden, konnte ich an einer anderen Stelle (Zur Geologie der Karsterscheinungen. Jahrb. der geolog. Reichsanstalt, 1880 pag. 746) bereits die Aufmerksamkeit lenken.

Auf der dem Hauptthal zugekehrten südwestlichen Seite des betreffenden Bergvorsprunges beobachtet man auch eigenthümliche conglomeratische Bildungen. Bald kömmt man zu Steinbrüchen, welche hier auf der rechten (östlichen) Seite des vom Eisenbrünndl kommenden Thales einen oft sehr kalkigen Sandstein aufschliessen.

In dem Thal befinden sich zwei kleine Teiche. Gleich oberhalb des oberen Teiches kommt eine nicht mächtige Bank von Nulliporenkalk zum Vorschein. Darüber liegen lose Sande und darüber wieder Sandsteine, welche für den von Lemberg kommenden Spaziergänger

linker Hand vom Wege durch Steinbrüche aufgeschlossen sind. Noch weiter thalaufwärts trifft man überall Sandsteine, die hier viele Versteinerungen führen und gegen das Ende, bezüglich den Anfang der Schlucht in förmlichen Schutthalden aufgestapelt sind, welche von ehemals unternommenen Arbeiten herzurühren scheinen.

Unter den Versteinerungen wurden bestimmt: *Ostrea digitalina Eichw.*, *Pecten Galicianus E. Favre* und *Corbula gibba.* Die Fauna macht den Eindruck, der des Kaiserwaldes sehr ähnlich zu sein. Wenn nun auch die betreffenden Sandsteine am Eisenbrünndl nicht genau in der Höhe der Kaiserwalder Sandsteine, sondern etwas tiefer gelagert sind, so bilden sie dennoch an dem Orte ihres Auftretens das höchste Glied der Tertiärablagerungen.

Ueber allen diesen Gesteinen liegt eine Lössdecke, welche an der vorhin erwähnten Thalvereinigung sehr wenig mächtig oder nur in Spuren vorhanden schien, hier aber schon grössere Mächtigkeit gewinnt. Am äussersten Ostrande der Schlucht besteht diese Diluvialdecke allerdings aus keinem ganz typischen Löss, vielmehr aus einem bröcklichen Lehm, der eher einem ungeschwemmten Löss gleicht, doch ist dieses untypische Vorkommen nur ein locales. Weiterhin auf der Höhe des Plateaus, z. B. gegen den Zielonaer Schranken zu, wo sich mehrere Ziegeleien befinden, ist der Löss wieder typisch entwickelt. Bei einer dieser Ziegeleien wurde, wie mir Professor Kreutz freundlichst mittheilte, vor einiger Zeit ein Mammuthzahn gefunden.

Auch in der Richtung nach Zofiówka zu ist deutlicher Löss vorhanden. Nach Bąkowski lässt sich in diesem Gebiete eine Stelle beobachten, wo dem Löss eine Schicht mit Wurzeln, unter denen er Pappelwurzeln erkannte, eingeschaltet erscheint. Solche Beobachtungen sind von einigem Interesse, weil sie vielleicht auf kleinere physikalische oder climatische Veränderungen während der Zeit des Lössabsatzes hinweisen.

Da das Eisenbrünndl diejenige Localität der Umgebung Lembergs ist, an welcher bisher vornehmlich Bernstein im Tertiär gefunden wurde, wie schon Alth (Abhandl. p. 185) hervorhob, so mögen hier an dieser Stelle am passendsten einige Angaben über die Natur und das Vorkommen des Lemberger Bernsteins zusammengestellt werden.

Der Bernstein findet sich bei Lemberg in den tertiären Sandsteinen, und zwar vornehmlich in den versteinerungsreicheren Partien derselben. Man kann sich davon sogar schon an den in den Sammlungen aufbewahrten Stücken überzeugen. Im Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt von 1866 (Verhandl. p. 103) berichtete Fötterle über die durch Herrn Nechay erfolgte Einsendung eines $3^1/_2$ Zoll langen Stückes Bernstein aus Lemberg, welches in einem Bivalven führenden Sandstein eingeschlossen war. Ich selbst sah in der Sammlung des Herrn Grafen Dzieduszycki ein besonders schönes und grosses Stück in solchem Sandstein eingebacken.

Zu den ältesten Angaben über unsern Bernstein dürften wohl die von Mielcsynski (Neues Jahrb. 1833, p. 620) gehören. Später hat Professor Kner (Verhandl. der geolog. Reichsanstalt 1859, 2. Heft, p. 163) sich über diesen Gegenstand geäussert. Nach ihm unterscheidet sich der Bernstein aus den Sandsteinen von Lemberg von dem Bern-

stein der Ostsee durch eine dunkelröthliche Färbung und eine rissige Oberfläche, weshalb man ihm gewöhnlich keinen Werth beilege. Diese Eigenthümlichkeit sei die Folge einer von aussen nach innen fortschreitenden Metamorphose, „die dieser Bernstein durch die ihn umgebenden Gesteine: Gyps, Schwefelkies u. s. w. erleidet". Aus einem der trockenen Destillation unterworfenen Stücke entwickelte sich in grosser Menge Schwefelwasserstoffgas. Nach Entfernung der oft dünnen rissigen Kruste findet man im Innern häufig Stücke, die an Reinheit den schönsten Ostseebernsteinen nicht nachstehen „und sich sicherlich ebenso wie dieser zur Benützung eignen würden."

Leider setzt die Benützbarkeit solcher Stücke wohl eine gewisse Grösse derselben voraus, die nur von den seltensten Funden erreicht wird.

Was das Vorkommen am Eisenbrünndl selbst betrifft, so bezieht sich dasselbe auf die versteinerungsreichen Schichten im obersten Theil des Thälchens, welche heut freilich nicht mehr wie zur Zeit Alth's durch Steinbrüche erschlossen werden. Ich citire deshalb die Worte Alth's: „In den Steinbrüchen hinter dem Eisenbrünndl erscheinen nämlich über dem grünen Sande drei 1 bis 2 Fuss mächtige Lagen eines feinkörnigen grauen Mergelsandsteins, der sehr häufig feine, nur unter der Loupe sichtbare Körnchen von schönem, grünem Eisensilicat und kleine Weissglimmerblättchen, wie auch sehr zahlreiche wohl erhaltene Exemplare von Pecten führt. Zwischen der zweiten und dritten Sandsteinlage erscheint eine dünne Lage von grauem Thon mit Stücken von erdiger Braunkohle und Bernstein, der in dieser Lage am häufigsten ist, aber auch in dem sie begrenzenden Sandsteine vorkömmt. Der Bernstein erscheint gewöhnlich in ein bis zwei Zoll grossen abgerundeten, mehr oder weniger zersprungenen Stücken, er ist meist rothbraun, in's schwärzlich-braune, nur selten schön lichtgelb. Stets sind diese Stücke mit einer mehr oder weniger dicken Rinde umgeben. Thierische oder Pflanzenreste finden sich darin noch keine. Diese Bernstein führenden Lager sind ihrerseits von dem oberen Sande bedeckt."

Hier mag schliesslich auch der Platz sein, um die Liste der Foraminiferen unserer Arbeit einzuverleiben, welche Reuss (Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt 1851, pag. 163, 1. Heft) aus dem Bernstein führenden Tertiärsande von Lemberg bestimmte. Zwar ist die Localität, von der jener Sand gewonnen wurde, nicht näher bezeichnet, doch kann dies kaum für die Schlüsse, welche aus dieser Liste gezogen wurden, von Belang sein, und da Reuss sich ausdrücklich auf das Mitvorkommen von Bernstein bezieht, so dürfte er seine Sandproben vielleicht aus der Nähe des zu jener Zeit bekanntesten Fundorts von Bernstein, also vom Eisenbrünndl erhalten haben. Er schreibt, er habe 24 Species, unter denen 22 sicher seien, entdeckt.

Es sind die folgenden Arten: *Glandulina leopolitana Rss.*, *Gl. rotundata Rss.*, *Nonionina punctata d'Orb.*, *Polystomella aculeata d'Orb.*, *Polyst. Fichteliana d'Orb.*, *P. obtusa d'Orb.*, *P. Ungeri Rss.*, *P. Listeri d'Orb.*, *Rotalina Dutemplei d'Orb.*, *R. Akneriana d'Orb.*, *Truncatulina lobatula d'Orb.*, *Anomalina variolata d'Orb.*, *Rosalina simplex d'Orb.*, *Bulimina elongata d'Orb.*, *B. aculeata Czcž.*, *Asterigerina planorbis d'Orb.*, *Globulina aequalis d'Orb.*, *G. pygmaea Rss.*, *Guttulina problema*

d'Orb., *Polymorphina complanata d'Orb.*, *Virgulina Schreibersana Cžcž.*, *Bolivina antiqua d'Orb.* „Mit Ausnahme weniger lauter bekannte Formen des Wiener Beckens. Aber doch eine merkwürdige Zusammenstellung! Formen, die anderwärts selten sind, wie: *Truncatulina lobatula*, *Virgulina Schreibersana*, *Anomalina variolata* bilden die Hauptmasse, während die andern Arten selten sind. Dabei keine *Nodosarien* und *Dentalinen*, keine *Textularia*, keine *Amphistegier*, mit Ausnahme einer sehr seltenen *Quinqueloculina*, die ich bisher nicht sicher bestimmen konnte."

Einigermassen auffallend erscheint, dass Reuss später, als er die Fauna von Wieliczka beschrieb, trotz der verschiedenen dort versuchten Parallelen mit andern Localitäten gerade die hier citirten Angaben nicht mehr berücksichtigt hat. Da diesem Autor indessen auch die Fauna von Wieliczka mit der des Wiener Beckens dem Alter nach übereinstimmend schien, so würde sich aus seinen Arbeiten die Gleichstellung der Lemberger Ablagerungen mit denen von Wieliczka, zu der uns unsere heutigen Vorstellungen führen, bereits sehr gut haben folgern lassen.

Wir setzen nunmehr unsere Localbeschreibung fort und wenden uns nach der Gegend von Wulka.

Das vom Eisenbrünndl kommende Thal vereinigt sich in der Gegend des Ostabhanges des Citadellenberges beim Stryer Schranken mit dem Wulecki potok, einem von dem Dorf Wulka herkommenden Bache.

Bis zum Palczynski'schen Teiche, wo sich die Militärschwimmschule befindet, und noch darüber hinaus, wird das rechte Ufer des Wulecki potok an der Basis der dasselbe bildenden Abhänge von Kreidemergel eingenommen, der namentlich in der Nähe des genannten Teiches sehr schön aufgeschlossen ist, während merkwürdiger Weise am Ostgehänge des Citadellenberges im hypsometrischen Niveau der Kreide schon Sand ansteht, ein abermaliger Beweis von den Unebenheiten der Kreideoberfläche. Dass die Kreide indessen auch hier nicht in grosser Tiefe zu suchen ist, beweist gerade die Existenz der Teiche am Fusse der Citadelle. Ginge der Sand hier tief unter das Niveau des Thales hinab, so würden sich derartige Wasseransammlungen nicht bilden können.

Es entspringen auch in dieser Gegend die Quellen alle an der Grenze zwischen Sand und Kreide, ähnlich wie bei Kisielka.

Auch links an der Strasse nach Wulka findet sich tief unten neben der Strasse noch deutlich der Kreidemergel. Ueberlagert wird derselbe von einem in den Gehängen etwas gelben und lehmigen Sand. Auch finden sich an den Gehängen Nulliporenknollen, welche einer von solchen erfüllten Schicht gegen die Höhe des Plateaus zu angehören mögen. Einige dünnere Lagen eines feinkörnigen, meist grauen Sandsteins sind sowohl hier, als über dem Palczynski'schen Teiche dem Sande untergeordnet.

Kurz ehe man nach Wulka kommt, befindet sich links nicht sehr hoch oberhalb der Strasse ein kleiner Steinbruch, offenbar derselbe, von welchem schon Alth (l. c. pag. 15) spricht.

Der Steinbruch wird betrieben, wie Alth angibt, „in dem grünen Sande, der hier intensiv grün gefärbt ist und mehrere Fuss mächtige

Schichten von ziemlich festen, grünem Sandstein führt, der mit Steinkernen von *Isocardia cor.*, *Panopaea Faujasii*, Cardien, Venericardien und Lucinen ganz erfüllt ist.“

Die grüne Farbe der betreffenden Bildungen ist mir hier minder aufgefallen, wird also mehr den Partien zugekommen sein, die vor 30 Jahren hier abgebaut wurden. Unter den von mir an der betreffenden Localität gesammelten Versteinerungen wurden bestimmt: *Corbula gibba Oliv.*, *Lucina sp.*, *Venus cf. cincta*, *Pecten Galicianus E. Favre*, *Pecten Lilli Pusch*, *Pecten scabridus Rss. non Eichw. Thracia ventricosa Phill.*, *Isocardia cor. Lam.* Es ist die Fauna der Kaiserwalder Schichten, deren Lage hier von der Kreideunterlage einen geringeren Abstand aufweist, als am Kaiserwald.

Während man nun in der Fortsetzung des Weges nach Kulparków auf die Höhe des von lössartigen Gebilden bedeckten Plateaus gelangt und weiter keine belehrenden Aufschlüsse mehr antrifft, kann man links abbiegen und, der Dorfstrasse von Wulka folgend, hinter dem Ende des Dorfes gegen die Eisenbahn zu zu einigen Schluchten gelangen, welche wieder Entblössungen der Tertiärgebilde zeigen.

Zu unterst beobachtet man Sand und über demselben eine relativ dünne Lage von Nulliporengestein. Die einzelnen Nulliporenknollen des letzteren sind conglomeratisch verkittet. Darüber folgt nochmals Sand mit Petrefacten (*Ostrea*, *Pecten*), der aber nicht sehr mächtig ist, dann kommt eine schmale Sandsteinbank, in der Petrefacten nicht gefunden wurden, dann eine mächtigere Lage von Sand, darüber eine Sandsteinlage mit *Pecten scabridus Rss.* und anderen zahlreichen Versteinerungen. Endlich kommt nochmals Sand und eine etwas lehmige Bildung. Doch liegen hier, trotzdem eigentliche Bänke nicht mehr deutlich angetroffen werden, noch Gesteinsbrocken umher, darunter ein Serpulensandstein, hauptsächlich aber ein manchmal durchlöcherter, meist aber dichter, und dann wie mesozoisch aussehender Kalkstein.

Eine kleine Quelle entspringt hier oben über den lehmigen Lagen. Wo sich also etwas fettere, wasserundurchlässige Schichten einstellen, dort findet die Wasseransammlung nicht erst an der Basis des ganzen Tertiärs statt. Die Ablagerungen hier sind anscheinend völlig horizontal.

In diesem Profil ist vor Allem wieder die Existenz eines Nulliporenkalkes nahe der Basis der ganzen Schichtenfolge bemerkenswerth, welcher in keinem Falle etwa als ideale Fortsetzung der am Lyczakower Schranken den dortigen mächtigen Sand bedeckenden Nulliporenschichte aufgefasst werden darf. In dem dichten Kalk aber, der sich in dem oberen Theil des Profils einstellt, wird man ein Analogon des oberen Kalk mit gelben Kalkspatheinschlüssen hinter Majerowka finden.

Ehe wir die Hügelmasse zwischen dem Palczynski'schen Teiche und den Schluchten bei Wulka verlassen, kann noch einer wichtigen Entdeckung gedacht werden, welche Herrn J. Bąkowski in dem Löss oberhalb des genannten Teiches gelungen ist. Diese Entdeckung (l. c. pag. 13) betrifft Reste von Wirbelthieren, die Herrn Woldrich zur Bestimmung eingesendet wurden. Es fanden sich *Myoxus glis Blasius*, *Arvicola agrestis Blasius* (?), eine andere zweifelhafte *Arvicola* und einige unbedeutende Reste von Fröschen und Kröten. In jenen kleinen Säugethieren haben wir zum ersten Male auch aus der Lemberger

Gegend Andeutungen für die Existenz der merkwürdigen Nagethierfauna vor uns, welche in neuester Zeit für die Charakteristik des Löss so wichtig geworden ist, die Lurche aber vervollständigen ebenfalls eine Reihe diesbezüglicher Funde, denen man freilich in der Literatur häufiger begegnet als in der Natur.

Die linke, westliche Seite des Potok wulecki und seiner kleinen Zuflüsse wird von Löss eingenommen. Natürliche Aufschlüsse der Tertiärschichten, welche denen der östlichen Thalseite correspondiren würden, kommen daselbst nicht vor. Dagegen befindet sich westlich von Wulka, nördlich der hier in der Nähe vorübergehenden Lemberg-Czernowitzer Bahnlinie und eine ziemliche Strecke südlich vom Lemberger Centralbahnhofe ein Steinbruch, in welchem Gyps gebrochen wird. Man gelangt zu demselben am besten von Lemberg aus, wenn man hinter dem Gebäude des Polytechnicums die sogenannte Neue Welt (Nowy swiat), eine dorfähnliche Vorstadt, passirt, südwestlich von welcher der Steinbruch gelegen ist.

Schon Alth hat in seiner öfters citirten Arbeit (p. 19 und 20) diesem Gypslager eine Besprechung gewidmet und hat die grosse Localisirtheit des betreffenden Vorkommens inmitten andersartiger Ablagerungen betont. Er beschrieb ganz zutreffend den Gyps hier als „grau, krystallinisch". Grössere Krystalle seien in demselben selten. „Es zeigt sich keine Spur von Schichtung und keine Versteinerungen. Die ganze Mächtigkeit mag 20 Fuss betragen."

Bedeckt wird der Gyps an dieser Aufschlussstelle von einem etwas fetten Lehm, über dessen nähere Horizontirung ich nicht ganz schlüssig werden konnte. Typischer Löss ist es nicht, doch mag das Gebilde der Diluvialzeit angehören. Das Liegende des Gypses war zur Zeit meines Besuches in dem Steinbruch nicht sichtbar. Auch Alth vermochte nur nach der Aussage der Arbeiter das Vorkommen von Sand unter dem Gyps anzugeben. Glücklicher scheint ganz neuerdings Lomnicki gewesen zu sein, denn er schreibt (Verh. geol. R.-A, 1880, p. 274): „Die Unterlage des hier mehr als auf 8 Meter Dicke entwickelten Gypsstockes bildet ein grüner Sand." Dadurch wird die Alth'sche Angabe bestätigt und es mag damit auch die thatsächlich erwiesene und den Steinbruchsarbeitern bekannte Wasserführung der Unterlage des Gypses zusammenhängen. Diese bedeutendere Wasserführung des Sandes deutet dann überdies noch an, dass der Sand an dieser Stelle nicht mächtig sein kann und seinerseits eine wasserundurchlässige Schichte, vermuthlich den Kreidemergel zur unmittelbaren Basis hat.

Damit würden auch die Verhältnisse eines zweiten Gypspunktes in der Nähe von Lemberg übereinstimmen, über welchen mir Herr R. Doms, ein dortiger Grossindustrieller, einige mündliche Mittheilungen machte. Ich erfuhr dabei, dass vor etlichen Jahren hinter dem Gródeker Schranken südsüdwestlich vom Bahnhofe gegen Signiówka zu einmal auf Gyps gegraben worden sei. Man fand den Gyps unter Sanden und ungefähr 4 Fuss unter der Basis des Gypses kam schon der Kreidemergel. Ueber die Mächtigkeit des Gypses an dieser heute nicht mehr zugänglichen und von mir nach ungefährem Gutdünken auf der Karte markirten Stelle, erhielt ich keine Angaben. Diese Mächtigkeit mag

aber wohl ziemlich unbedeutend gewesen sein, da auf eine Ausbeutung hier nicht weiter reflectirt wurde. Auch bei Rzęzna ruska (Jahrb. d. geol. R.-A. 1858, pag. 145) soll nach Alth einmal in ähnlicher Weise Gyps gefunden worden sein. Den betreffenden Punkt habe ich aber auf der Karte nicht bezeichnet, da mir nähere Andeutungen fehlten und die Fehlergrenzen bei Fixirung desselben in der Karte viel weitere gewesen wären als bei der Eintragung des Gypses hinter dem Gródecker Schranken.

Dass wir den betreffenden Gyps den Lemberger marinen Mediterranbildungen unterzuordnen haben, geht übrigens aus den erwähnten Angaben, namentlich aus der Unterlagerung durch den hier wie sonst häufig an seiner Basis grünlichen Sand hervor. Auch ergiebt sich, dass speciell dieser Gyps bei der Nähe der Kreide den liegenden Partien der genannten tertiären Bildungen angehört.

Hinzufügen muss ich noch, dass Herr Lomnicki in der erwähnten Mittheilung Zwischenlagen von an Pecten reichen Sandsteinen und lose eingeschlossene dichte Kalksteine im Lemberger Gyps erwähnt. Die betreffenden Einschlüsse scheinen nicht sehr auffällig zu sein, da weder in früherer Zeit Alth, noch später ich selbst etwas davon beobachten konnte, obschon ich das Vergnügen hatte, bei meiner Excursion nach Nowy-Swiat von einigen Fachgenossen begleitet zu sein. Selbstverständlich hege ich aber nicht den mindesten Zweifel an der genannten Beobachtung.

Kehren wir nunmehr nach der Stadt zurück, so haben wir zunächst Gelegenheit, einige Aufschlüsse von Löss zu sehen, der in der Nähe der bischöflichen Residenz (Swiętyjur), z. B. gegen den Bahnhof zu, die Plateauoberfläche einnimmt.

Das Terrain wenigstens der unteren Partien des Jesuitengartens besteht dagegen aus Kreide, wie schon aus dem Umstande vermuthet werden konnte, dass bis vor Kurzem diese Partien des Parkes sehr feucht und geradezu etwas sumpfig waren, so dass daselbst namentlich Abends sich für die Spaziergänger lästige Nebel entwickelten, und erst neuerdings ist dieser Uebelstand durch Drainage so ziemlich behoben worden. Aber nicht allein diese Wasserstagnation liess den Kreidemergel hier vermuthen, der letztere wurde bei Grundsteinlegungen östlich benachbarter Häuser thatsächlich gefunden.

Ob in den oberen Partien des Parkes und der benachbarten, dem gleichen hypsometrischen Niveau angehörigen Stadttheile sich etwa noch tertiärer Sand zwischen den Löss und die Kreide einschaltet, wie man fast aus einer gewissen sandigen Staubigkeit der Wege in dieser Gegend schliessen möchte, oder ob der Löss hier, wie so oft anderwärts, die älteren Bildungen übergreifend bedeckt, darüber liegen mir Daten nicht vor.

Wir wenden uns jetzt zur Beschreibung des in nordwestlicher Richtung von Lemberg sich fortsetzenden Plateaurandes mit seinen Aufschlüssen cretacischer und namentlich tertiärer Bildungen. Dass diese Fortsetzung des Plateaurandes den Charakter eines Steilabsturzes nicht mehr so deutlich zeigt, wie in der Gegend des Sandberges oder des Kaiserwaldes, wurde schon in den orographischen Bemerkungen angedeutet und soll hier nur noch einmal in Erinnerung gebracht werden.

Es liegt uns zunächst ob, einige Mittheilungen über das hügelige Gebiet zwischen der Krakauer Vorstadt und Kleparow zu geben. Hinter der Krakauer Vorstadt, in der Nähe des Janower Schrankens, befinden sich einige Steinbrüche, welche schon Alth (vergl. l. c. p. 19) gekannt hat. Sie liegen abwärts vom neuen jüdischen Friedhofe gegen den Rennplatz und den Bahnhof zu. Gewonnen wird hier Sandstein, welcher jedoch keineswegs in regelmässigen Schichten vorkommt, sondern in Gestalt oft grosser, unregelmässig geformter Blöcke mitten in losem Sand liegt.

„Es ist", schreibt Alth, „ein 30 Fuss mächtiges unregelmässiges Haufwerk von weisslichem und rothbraunem Sand und Sandstein ohne Spur von Schichtung, in wilder Verwirrung durcheinander, wie dies nur durch eine aufgeregte Brandung geschehen konnte. Die abgerundeten, manchmal knolligen und verschieden gestalteten Sandsteinblöcke erscheinen als durch chemische Affinitäten in dem Sande selbst gebildet. Jeder solcher Block ist im Innern am festesten und von Aussen mit einer oft braun gefärbten, mehr oder weniger dicken Rinde von lockerem Sandstein und lose verbundenem Sande umgeben, wodurch er in den Sand übergeht. Es erscheinen diese Sandsteinblöcke auch in keine ordentlichen Lagen geordnet, und ausser ihnen finden sich ebenso unregelmässige Ausscheidungen von gelblichweissem Kalksteine. Ueber diesem Haufwerk erscheinen einzelne dünne horizontale Lagen eines leicht verwitternden blaugrauen Sandmergels voll von nur liniengrossen Nulliporenkügelchen, verschiedenen Foraminiferen und mikroskopischen Korallen, Röhren von Serpula und wohlerhaltenen Schalen von Austern und Pecten, worauf wieder Sand folgt."

Wie Alth offenbar selbst annimmt, ist die Entstehung des Sandsteines im Sande ein Concretionsvorgang, ähnlich wie wir ihn bei Beschreibung der Sandsteine auf der Czartowa Skala besprochen haben. Ob aber eine besonders aufgeregte Brandung bei der Entstehung dieser Bildungen betheiligt war, lassen wir wohl dahingestellt.

Nicht beipflichten kann ich aber der Annahme Alth's, dass diese Bildungen den von ihm sogenannten oberen Sanden, das ist den über das Plateau sich erhebenden Sanden des Sandbergs, oder den die Czartowa Skala zusammensetzenden Schichten entsprechen. Directe Beweise dafür hat Alth auch nicht beigebracht. Vielleicht hat ihn der Umstand beeinflusst, dass die Sande am Janower Schranken nicht eben grün gefärbt sind, welche Färbung nach ihm für die unteren Sande bezeichnend sein soll, aber doch keineswegs so allgemein an der Basis des Lemberger Sandes dominirend ist, wie Alth anzunehmen scheint. Auch das concretionäre Vorkommen von Sandstein im Sand kann hier nicht zum Vergleich in Betracht kommen, da wir wohl schon aus dem Verlauf der bisherigen Schilderungen ersehen haben, wie wenig constant die petrographischen Eigenthümlichkeiten innerhalb des Lemberger Tertiärs an bestimmte Niveau's oder Reihenfolgen gebunden sind.

In jedem Falle liegt das hypsometrische Niveau der besprochenen Ablagerungen viel (vielleicht um 40 Meter) tiefer, als die höchsten Erhebungen des Schinder-Berges und der Kortunowa gora, welche hier unmittelbar benachbart sind und gleichfalls noch aus Tertiärschichten bestehen. Bei der annähernd horizontalen Lage des Tertiärs verdient

dieser Umstand wohl einige Berücksichtigung. Ausserdem aber kann sich Jedermann überzeugen, dass am Grunde der Steinbrüche, welche sich hier nicht etwa an Hügelgehängen befinden, sondern welche sich als ausgegrabene Löcher in der Plateauebene darstellen, sich Wasser in beträchtlicher Menge ansammelt, was auf die Existenz einer wasserundurchlässigen Oberfläche in nächster Nähe des Untergrundes, das ist wohl auf die Nachbarschaft der Kreide hinweist. Ich bin daher eher geneigt, die betreffenden Bildungen der unteren als der oberen Abtheilung des Lemberger Tertiärs zuzuweisen. Da ich indessen ohnehin einer Theilung dieser Ablagerung keinen principiellen Werth beilege, so verliert auch die hier berührte Meinungsverschiedenheit an wesentlicher Bedeutung.

Ein anderer interessanter Steinbruch liegt etwas versteckt seitlich vom Wege unmittelbar hinter dem neuen jüdischen Friedhofe am Fusse des Hügels. Die dort aufgeschlossenen Bildungen halte ich für etwas jünger als die Sande am Janower Schranken. Man sieht hier horizontale Sandsteinschichten, in welchen keine Versteinerungen vorzukommen scheinen. Der Regen oder die an der steilen Wand des Steinbruchs herabtropfenden Wässer haben hier eigenthümliche Erscheinungen bewirkt. Man beobachtet völlige Sand-Stalaktiten, wenn der Ausdruck erlaubt ist, die hier von der Wand herabhängen. Das merkwürdigste aber ist ein völlig gangförmiges Vorkommen von Nulliporenkalk im Sandstein, auf welches Professor Kreutz in Lemberg, der mich hierher begleitete, schon früher aufmerksam geworden war. Die Nulliporen sind zu einer Art Breccie verkittet, welche zu wiederholten Malen, an einigen Stellen, sogar in bedeutender Breite, den Sandstein senkrecht durchsetzt. An einigen Stellen sieht man aber auch den Sandstein durch ganz analoge Nulliporengesteine überlagert. Das untere Ende dieser Pseudogänge ist leider nicht zu beobachten.

Die Erklärung dieses Vorkommens ist in keinem Fall eine ganz leichte. Selbstverständlich ist ja von einem Eindringen des Nulliporenkalks von unten in den Sandstein etwa nach Art eines Eruptivgesteins keine Rede. Man könnte es mit einem sackartigen Eingreifen des Nulliporenkalks von oben in den Sandstein zu thun haben, etwa in dem Sinne von Th. Fuchs, der uns aus dem Wiener Tertiärbecken ein sehr eigenthümliches Ineinandergreifen gewisser Bildungen geschildert hat, nur sind die Begrenzungen der Säcke dann etwas zu auffällig regelmässig vertical und namentlich die schmälern und nichtsdestoweniger tief durchsetzenden Pseudogänge weisen keinen eigentlich sackartigen Charakter auf, man könnte aber auch vermuthen, die Nulliporen seien auf bestimmten Stellen continuirlich und ohne Unterbrechung durch fremde Ablagerungen nach Art riffbildender Korallen in die Höhe gewachsen, während gleichzeitig beiderseits der Absatz der Sandschichten fortdauerte. Diese Vermuthung scheint mir vorläufig die zulässigste zu sein, wenn sie auch noch gewisse Bedenken gegen sich haben mag.

Es ist mir nämlich gerade für diese Art des Wachsthums der Nulliporen in so steilen und dabei schmalen Mauern oder Pfeilern kein rechtes Analogon bekannt, während im Gegensatze dazu gerade in der hier beschriebenen Gegend Galiziens das rasenförmige Wachsthum und die deckenartige Ausbreitung der Nulliporen oft in typischer Form

sich zeigen. Auch könnte die etwas breccienhafte Structur der Kalkgänge eher die Anschauung von einem Vorkommen der Nulliporen auf secundärer, denn auf primärer Lagerstätte begründen, und dann ist es schwer denkbar, dass die Ablagerung des Sandes in der Umgebung solcher Nulliporenpfeiler mit dem Wachsthum der Pfeiler selbst, welches von anderen Bedingungen abhing, hätte gleichen Schritt halten können, wie doch daraus hervorzugehen scheint, dass das obere Ende der Pfeiler dort, wo der Nulliporenkalk sich auch horizontal auszubreiten beginnt, mit der oberen Grenze der heute zu Sandstein verkitteten Sande zusammenfällt. Entweder, wird man sagen, hätten die Nulliporenpfeiler in ihrem Wachsthume gegenüber dem Sand zurückbleiben, oder demselben voraneilen müssen, und das sei offenbar nicht geschehen.

Dieses letztere Bedenken, von dem ich gestehe, dass es sich mir Anfangs selbst aufgedrängt hat, ist indessen doch nur ein scheinbares.

Es kann nämlich sehr gut das Wachsthum der Nulliporenpfeiler ein rapideres gewesen sein als das des Sandes. Als nun zu einem bestimmten Zeitpunkte die Nulliporen, welche oben eine ausgebreitetere Bank gewissermassen als Decke über der ganzen gangführenden Ablagerung bilden, anfingen, über dem Sande in die Breite zu wachsen, dürften sie das über der obersten Sandlage in einem niedrigen Niveau begonnen haben, als jenes Niveau war, bis zu welchem die Pfeiler schon in die Höhe gewachsen waren, so dass also in der verticalen Verlängerung jedes solchen Pfeilers nach oben in die zusammenhängende Nulliporenbank hinein, sich in gleichen Niveaus mit den einzelnen horizontalen Partien der umgebenden Bank je etwas ältere Nulliporenknollen befinden würden, als in der letzeren. Ein solches Umwachsen der aufragenden Pfeiler durch die Nulliporen der Deckenbank müsste die jeweilige obere, über den Sand aufragende Fortsetzung der Pfeiler innerhalb dieser Bank bei der Gleichartigkeit der umwachsenen und der umwachsenden Masse unkenntlich gemacht haben. Was aber die obere Grenzfläche der Deckenbank betrifft, so ist dieselbe durch die vorhandenen Aufschlüsse nicht kenntlich blosgelegt, und wenn sie eine ebene wäre, auf welcher die Verlängerung der Nulliporenpfeiler nach oben nicht zum Vorschein käme, so wäre doch ganz gut denkbar, dass die etwaigen, durch die ursprünglich beim Beginne der Bildung der Deckenschichte noch vorstehenden Pfeiler bedingten Unebenheiten sich mit der Zeit, sei es noch während des Wachsthums der Bank, sei es später durch Denudation, ausgeglichen haben.

In dieser Art denke ich mir ungefähr das Verhältniss der einzelnen Gesteinspartien, die hier besprochen wurden, zu einander, und ich möchte wünschen, dass die fortgesetzte Beobachtung der durch den Steinbruch stets neu hergestellten Aufschlüsse weitere Anhaltspunkte zum genetischen Verständnisse jener so eigenthümlichen Gangbildungen beibrächte.

Auf der Höhe des Schinderberges und der Kortunowa góra herrschen Sande und petrefaktenführende Sandsteine. Namentlich auf der Nordseite dieser Hügel, z. B. unweit der Schiessstätte, sieht man viel Sand. Auch Nulliporen kommen an den Gehängen derselben vor, welche wohl einer besonderen Schicht entstammen.

Der Ostabfall der Hügel in der Gegend von Kleparow wird zumeist von Löss eingenommen. An einigen Stellen, namentlich in der Nähe der Eisenbahn, kommt Kreidemergel zum Vorschein, der hier aber stets direct von Löss bedeckt wird. Das ist z. B. der Fall gleich jenseits der Eisenbahnbrücke bei Kleparow, wo der Löss deutlich sowohl am Fusse des Hügels vorkommt, als die Abhänge verkleidet, an welchen dann nur stellenweise, wo der Löss denudirt ist, die Kreide hervorsieht. Hier führt der Löss auch zahlreich kleine Landschnecken, fast ausschliesslich zu *Helix hispida* gehörig. An anderen Stellen, z. B. am Wege zwischen Lemberg und Kleparow, führt er anscheinend keine Schnecken, zeigt aber ganz deutliche Porosität und enthält hie und da kleine Fragmente von Säugethierknochen.

Der Löss zieht sich von Kleparow weiter in die Gegend von Hołosko und verbindet sich von hier aus mit den Lösspartien nördlich von Lemberg bei Zboiska und Malechow. Namentlich sieht man östlich von Hołosko wielkie und nördlich Zamarstynow grössere gelbe Lösswände, welche man schon von der nach Kulikow und Żolkiew führenden Strasse aus erkennen kann. Sie bilden den Rand eines welligen Lössplateaus gegen die sumpfige oder moorige Ebene im Alluvialgebiete des Peltewthales.

Ueber das Torflager selbst, welches sich bei Zamarstynow befindet, bin ich nicht in der Lage nähere Auskünfte zu geben. Der Torf scheint nicht der beste zu sein, und deshalb werden wohl ausgedehntere Abstiche davon nicht gemacht. Es bleibt das im wissenschaftlichen Interesse zu bedauern, da eventuell aus der wechselnden Beschaffenheit einzelner Lagen des Torfes sich gewisse feinere Schlüsse auf die climatischen und biologischen Zustände eines Gebietes während dessen allerjüngster geologischer Vergangenheit ziehen lassen, wie der norwegische Botaniker Axel Blytt vor Kurzem gezeigt hat. Auch in der Schrift von Georg Thenius über die Torfmoore Oesterreichs finde ich (pag. 17) nur eine einfache kurze Erwähnung des Lemberger Vorkommens.

Ein Feldweg führt von Zamarstynow hier über den Lössrand hinauf auf Hutweiden, und hier sieht man in der betreffenden Lössschlucht deutlich, dass abermals der Kreidemergel die directe Unterlage dieser Lössbildungen ist. Nur durch den tiefen Einriss des Hohlweges ist die Kreide aufgeschlossen, indessen, wie wohl zu bemerken ist, keineswegs etwa an der tiefsten Stelle des Hügellandes, an welcher man ausschliesslich Löss beobachtet, sondern etwas höher und allseitig wieder von Löss überkleidet, dessen mantelförmige, sich der älteren Terrainoberfläche anschmiegende Auflagerung hier wieder auf das Prägnanteste dem Beobachter zum Bewusstsein gelangt. An seiner Basis, dort, wo er in nächster Nähe der Kreide sich befindet, enthält der Löss hier zahlreiche Kalkconcretionen, sehr typische und originell geformte Lösskindel.

Ehe wir uns wieder zur Beschreibung der Gegend von Hołosko und der sich von dort aus nordwestlich fortsetzenden Tertiärbildungen wenden, soll noch kurz eines sehr kleinen, isolirten Vorkommens von Tertiärgesteinen gedacht werden, welches sich inmitten der sumpfigen Alluvialebene des Pełtew erhebt. Es ist dies die sehr niedrige hügelförmige Erhebung, um welche und auf welcher das Dorf Zamarstynow

erbaut ist. Der freilich nicht sehr deutliche Aufschluss der betreffenden Bildungen befindet sich mitten im Dorfe für den von Lemberg Kommenden gleich links am Wege. Man sieht eine Nulliporenlage, unter welcher sich Sand befindet. Sehr mächtig kann das Tertiär hier auf keinen Fall sein, denn die hypsometrisch nicht sehr tief unter dem Aufschlusse gelegenen Sümpfe und Torflagen dieser Gegend deuten, namentlich verglichen mit dem Umstande, dass hier rings um die Niederung, wie bei Kleparow und Podsamcze Kreide thatsächlich ansteht, die Nähe dieser wasserundurchlässigen Bildung an.

In der schön bewaldeten Gegend westlich und nordwestlich von Hołosko herrschen tertiäre Sande. Schon an der Beschaffenheit der Fahrstrassen ist dieser geologische Zug des Terrains zu erkennen. Doch kommen auch festere Lagen vor. So gab Stur auf seiner Karte nördlich von Hołosko wielkie ein Vorkommen von Nulliporengestein an. Alth (l. c. p. 15) meinte, der grüne Sand habe hier dieselbe Beschaffenheit wie bei Wulka, er endige nach oben mit ziemlich festen, grünen Sandsteinschichten, die eine Menge Steinkerne von *Isocardia cor*, *Panopaea Faujasii*, Cardien und Venericardien enthalten. Bemerkt muss jedoch werden, dass ein grosser Theil des bei Hołosko entwickelten Sandes keineswegs grün ist, sondern eine gelbliche Färbung aufweist. Die Nulliporen führenden Schichten, welche Alth (l. c. p. 17) als Sandsteine bezeichnet, welche in den Steinbrüchen bei Hołosko wielkie aufgeschlossen werden, hat dieser Autor sehr genau beschrieben. Sie werden ihrerseits wieder von Sand bedeckt, wesshalb dieser Punkt von Alth zur Illustration der von ihm vorgeschlagenen Dreitheilung des Lemberger Tertiärs benutzt wird.

Alth beschreibt die Abtheilung der Nulliporensandsteine folgendermassen: „Zu oberst liegt unmittelbar unter dem oberen Sande (indem sich über diesen festen Schichten eine 3—6 Zoll dicke Lage eines sehr feinkörnigen, licht gelblichgrauen, in dünne Platten getheilten Sandsteins, der sehr viele graue Körnchen, kleine Glimmerblättchen und kleine Cytherinen und Foraminiferen führt, befindet) ein theils fein-, theils grobkörniger, fester Sandstein von gelblichgrauer Farbe, ebenfalls mit sehr zahlreichen grünen Pünktchen mit seltenen kleinen Korallenkugeln, dagegen häufigen Steinkernen von *Nucula*, *Isocardia cor*, *Panopaea Faujasii*, mit Schalen von *Pecten*, Röhren von *Serpula* und zuweilen mit Biloculinen. Er bildet die oberste, ungefähr einen Fuss mächtige Schichte, darunter folgt ein ebenfalls grobkörniger, meist gelblichgrauer Sandstein, worin aber die Nulliporenkugeln grösser und häufiger sind. Ausserdem finden sich Röhren von *Serpula* und Bruchstücke von Austern, dann Steinkerne von *Pectunculus* und *Venericardia*. Manchmal wird dieses Gestein blaugrau. Die darin enthaltenen Quarzkörner sind gewöhnlich rauchgrau, manchmal aber schön lawendelblau. Die untersten und zugleich mächtigsten Lagen sind dem vorigen ähnlich, aber weicher und etwas feinkörniger, mehr merglig und die Nulliporenkugeln seltener. Nach unten zu wird das Gestein immer weicher, so dass die untersten Lagen gar nicht mehr abgebaut werden, darunter folgt der untere Sand. Die ganze Mächtigkeit dieser festen Gesteinslagen beträgt hier bis 12 Fuss."

Aus der oberen versteinerungsführenden Sandsteinschichte kamen mir noch zu Handen: *Pecten scissus E. Favre*, *Jsocardia cor*, *Thracia ventricosa*. Man darf hier eine Vertretung des Kaiserwaldsandsteines (der Fauna nach) annehmen.

Eine Abwechslung inmitten der weit verbreiteten, bis Brzuchowice ohne Unterbrechung reichenden Sande bieten auch gewisse weissliche, kalkig sandige Bänke mit meist schlechten Steinkernen von Muscheln, welche in der Nähe des Jägerhauses bei den mit dem Namen Na starych piecach bezeichneten Erhebungen vorkommen. Diese Sandsteine dürften denen der Steinbrüche von Hołosko ungefähr aequivalent sein.

Südwestlich von dem hier besprochenen tertiären Sandgebiet gegen das Dorf Rzęsna polska zu, bildet jedenfalls derselbe Sand noch die ältere Unterlage des Terrains. Man sieht solchen Sand sogar aufgeschlossen in der kleinen Schlucht, welche nordöstlich vom östlichen Ende des genannten Dorfes gegen die tertiären Hügel zu ansteigt. Allein die Oberfläche dieses ansteigenden Terrains gegen den Wald zu schien mir doch nicht mehr so völlig der Oberfläche eines Tertiärgebiets zu gleichen und glaubte ich vielmehr daselbst eine Art von älteren Flugsandbildungen voraussetzen zu dürfen. Ich habe auch dieser Vermuthung auf der Karte Ausdruck gegeben.

Natürlich ist es schwer, ja sogar völlig unmöglich, eine scharfe Grenze zwischen dem ursprünglichen Tertiärsande und den daraus an derselben Stelle hervorgegangenen späteren Producten namentlich der horizontalen Verbreitung gemäss zu ziehen, da ja die Oberfläche des Tertiärsandes, wo er blosgelegt ist, überall im Lauf der Zeit den späteren Einflüssen ausgesetzt gewesen sein muss. Es handelt sich also dann bei kartographischen Ausscheidungen immer nur um den Schwerpunkt der Verbreitung, wie man sich ausdrücken könnte, und die auf der Karte gezogene Grenze bleibt in ihren Einzelheiten eine willkürliche.

Zwischen Rzęsna polska und der von Lemberg nach Janow führenden Strasse beginnen dann schon Lössbildungen, welche indessen auch ihrerseits gegen die genannten Flugsandbildungen eine scharfe Grenze nicht zu besitzen scheinen.

Oestlich und nordöstlich von der Hauptmasse der zwischen Hołosko und Brzuchowice entwickelten Sandsteine und Sandbildungen walten an der Terrainoberfläche ebenfalls Lössablagerungen vor. Doch treten unter denselben in der Gegend nordwestlich von Zboiska und bei Grzybowice noch tertiäre und namentlich cretacische Absätze stellenweise hervor.

In der Schlucht, westlich vom Berge Meridian mire bei Zboiska, trifft man auf deren südlicher Seite nördlich von Zamarstynow, eine Partie losen Flugsandes, der bereits die Nähe des Tertiärs verräth. Bald sieht man auch grünliche Sandsteine herumliegen und gegen das obere Ende der Schlucht zu, beim Beginn des Waldes, ist auf der linken (nordöstlichen) Seite der Schlucht ein guter Aufschluss von Kreidemergel, überdeckt von Sanden und Sandstein zu beobachten in einem schmalen, nur etwa Mannesbreite besitzenden Wasserriss.

Recht interessant sind auch die zahlreichen, sämmtlich steilwandigen Einrisse und Schluchten des Chowaniec-Berges westlich von

Malechów und südlich von Grzybowice. Diese Einrisse tragen den Typus echter Lössschluchten an sich, welche den ganzen Berg in eigenthümlichster Weise gliedern, so dass man, um von dem Rücken zwischen je zwei Schluchten auf den gegenüberliegenden Rücken zu gelangen, jedesmal bis nahezu auf die Höhe des Lössplateaus zu steigen genöthigt wird. Der Löss führt hier an manchen Stellen zahlreiche Lössschnecken (fast ausschliesslich die kleine *Helix hispida*) und liegt in der Regel in grosser Mächtigkeit unmittelbar auf dem Kreidemergel. Nur die eine östlicher gelegene bewaldete Kuppe könnte ihrer etwas abweichende Configuration wegen und wegen einzelner dort lose gefundener Sandsteinstückchen noch etwas Tertiär beherbergen. Da aber ein loses Sandsteinstück von mir auch in dieser Gegend oben auf dem Lössplateau gesehen wurde, wohin es nur durch Menschenhand gebracht worden sein konnte, so ist dieser Fall auch für die genannte Kuppe möglich und ein Irrthum nicht ausgeschlossen. Gerade hier am Chowaniec-Berg ist in dem durch die Schluchten hergestellten Aufschlusse die mantelförmige Anschmiegung des Löss an seine Unterlage wieder sehr deutlich zu studiren. Diese allseitige mächtige Bekleidung des Abfalls der alten Kreidehügel, die niedrigeren Niveaus, welche der Löss dann sofort weiter östlich einnimmt, wo er nicht mehr praeexistirende Bodenerhebungen zu bedecken vorfand, bilden unzweideutige Belege bezüglich der atmosphärischen Entstehung des Löss, da diese Umstände mit der Annahme eines Absatzes aus Wasser unvereinbar sind.

Räumlich noch bedeutendere Aufschlüsse als am Chowaniec sind in nächster Nähe der Dörfer Gross- und Klein-Grzybowice selbst vorhanden. Namentlich der Kreidemergel, der in dieser Gegend durch das besonders häufige Vorkommen von *Terebratula carnea* sich auszeichnet, ist mächtig entblösst. Derartige Entblössungen, welche übrigens immer nur auf die Thalschluchten beschränkt sind, beginnen beispielsweise schon vor dem westlichen Ende des Dorfes Grzybowice wielkie, wo Löss unmittelbar auf der Kreide liegt. Dergleichen sind auch an den Rändern des Thales, in welchem die Dörfer Grzybowice male und Hamulec liegen, vorhanden, wie dann auch einige kleine Teiche bei Hamulec und die etwas sumpfige Beschaffenheit der von hier ostwärts in der Richtung nach Jaryczow verlaufenden, von dem sogenannten Kanal rządowy durchzogenen Depression eine undurchlässige Unterlage ankündigen. In der Schlucht aber, welche sich südlich von Grzybowice male in der Richtung nach dem Chowaniec zu erstreckt, beobachtet man in deren oberem Theile auf der Ostseite auch eine Spur von Tertiärbildungen über der Kreide und unter dem Löss. Es ist eine schmale Schicht von Sand, welche man da hervorkommen sieht.

Die Westseite der Schlucht ist von Aufschlüssen älterer Gesteine nicht frei, indem man es hier mit einem tiefen Riss und steilen Gehängen zu thun hat, allein ein fetter Diluviallehm geht stellenweise daselbst tief herab und jedenfalls sind die Aufschlüsse der Ostseite deutlicher.

Im Anschluss an die jetzt beschriebene Hügelpartie zwischen Hołosko, Brzuchowice und Grzybowice kann nunmehr die Gegend von Zawadów, Borki und Rokitno behandelt werden.

Die Kreidebildungen von Grzybowice und Hamulec ziehen sich unter der Lössbedeckung bis Zawadów und in die Gegend westlich von

Grzęda fort, bei welchem letzteren Orte einmal, wie ich erfuhr, bei einer (vermuthlich auf Kohlen unternommenen) Grabung oder Bohrung die Kreide unmittelbar unter dem Löss getroffen wurde. Bei Zawadów und namentlich südlich davon auf der rechten (östlichen) Seite des hier verlaufenden Thales kennt man dann auch Tertiärschichten, namentlich Sande. Auch Spuren von Braunkohle kamen hier vor.

Auf der westlichen Thalseite herrscht vorwiegend Löss, nur an einigen Punkten in der Nähe des übrigens ebenfalls von Lössmassen zunächst nach dieser Seite umgebenen Teiches oberhalb Zawadów tritt in seitlichen Schluchten etwas Kreidemergel hervor.

Bei Borki dominikańskie befinden sich Sandsteinbrüche, von welchen die Steine auch längs des Vicinalweges nach Zawadów zur Beschotterung verwendet werden.

Das Thal aufwärts von Borki nach Rokitno und Polany herrscht auf dessen westlicher Seite fast ausschliesslich Löss, während die Höhen der östlichen Seite vielfach von Tertiärgesteinen (Sanden und Sandsteinen) eingenommen werden. Sandsteine liegen namentlich auf der Höhe zwischen Zawadów und Rokitno vielfach umher, und nach der Seite von Rokitno zu finden sich auch vereinzelte bessere Aufschlüsse. Der südlichste Gipfel der Hügelmasse zwischen den unter einem sehr spitzen Winkel sich schneidenden Thalstrecken von Rokitno-Borki und Borki-Zawadów besteht zum Theil auch aus Kreide. Eine weisse, wahrscheinlich ebenfalls auf Kreide zu beziehende Entblössung befindet sich auch in der Nähe der obersten Häuser von Polany auf der östlichen Thalseite.

Wenn auch ausserhalb des mir officiell zur Bearbeitung anvertrauten Gebietes gelegen, weist doch die zu erwähnende Gegend zwischen Polany und Glińsko bei Żolkiew so mancherlei interessante Thatsachen auf, dass ich, da ich dieselbe wegen des Abschlusses meiner Beobachtungen nach dieser Seite hin kurz bereiste, nicht darauf verzichten will, einige Einzelheiten darüber mitzutheilen. Die betreffende Gegend zeichnet sich nämlich durch eine Anzahl kleiner Kohlenvorkommnisse aus, welche zwar nur eine sehr untergeordnete praktische Wichtigkeit besitzen, aber doch immerhin die Lemberg zunächst gelegenen Lager fossilen Brennstoffes sind.

Derartige Kohlen wurden vor einiger Zeit in der Nähe von Polany abgebaut. Ersteigt man den bewaldeten Bergrücken nördlich von Polany, welcher in seinem Kerne zwar sicherlich tertiär und cretacisch ist, aber doch überall von lehmigen Producten bedeckt ist, welche zwar meist etwas fetter erscheinen als gewöhnlicher Löss, indessen mit diesem in Beziehung zu setzen sind, so trifft man am Nordabhang dieses Rückens etwas links von dem nach Mokrotyn führenden Wege in einer flachen grasbewachsenen Schlucht die Eingänge alter Stollenbauten. Diese Stollenbaue sind verfallen, sogar die Zugänge zu denselben sind gänzlich verbrochen und deren Umgebung ganz durch Vegetation verwachsen, so dass die Besichtigung des Sachverhaltes sehr erschwert wird. Das Braunkohlenflötz hier dürfte etwa 4—5 Fuss Mächtigkeit besitzen. Von der verbrochenen Decke stürzt Sand nach und namentlich auch Stücke eines Sandsteins, der hier ziemlich unmittelbar das Hangende des Flötzes bildet.

Von hier kann man über Mokrotyn und Skwarszawa nach Glińsko gelangen. Ich machte diesen Weg ziemlich flüchtig und ohne genaue Karten und kann deshalb nur auf einige wenige unterwegs bemerkte Einzelheiten hinweisen. Bei der zu Mokrotyn gehörigen Häusergruppe Żury sah ich am südlichen Gehänge des dortigen Thales etwas Kreide direct unter Löss. Auch in der Nähe von Mokrotyn selbst ist am nördlichen Thalgehänge etwas Kreide entblösst. Erst bei Skwarszawa scheint man wieder in das Tertiärgebiet zu gelangen. In der Nähe dieses letzteren Ortes kommt ein angeblich 4—5 Fuss mächtiges Braunkohlenflötz vor, welches ich jedoch nicht aus eigener Anschauung kenne.

Etwas genauer dagegen habe ich mir die Umgebung von Glińsko angesehen, wo noch gegenwärtig ein Abbau auf Braunkohle im Betrieb steht, und wo, wie es scheint, die Verhältnisse der braunkohlenführenden Tertiärablagerungen zu deren aus Kreide bestehender Unterlage am deutlichsten erkannt werden können.

Glińsko liegt an der Grenze des Plateaurandes gegen die Tiefebene. Von dem Dorf aus gegen den Ort der Kohlengewinnung gehend, kann man an einigen Stellen des Plateauabfalles die Anwesenheit des Kreidemergels an der Basis der Hügel bemerken. Die Kohle liegt ziemlich nahe der Kreide. Das Flötz, dessen Abbau durch den Gross-Industriellen Herrn Doms aus Lemberg noch betrieben wird, ist stellenweise 4—9 Fuss mächtig. Hie und da kommen freilich einige taube Sandsteinzwischenmittel vor. Dieselben sind aber meist nicht bedeutend. Vielfach sieht man in der Grube weisse Alaunausblühungen auf der Kohle. Dieselbe hat oft noch völlige Holzstructur.

Das Flötz ruht unmittelbar auf einem grünlichen Thon und wird von Sand bedeckt. Der grüne Thon oder Tegel liegt seinerseits unmittelbar auf der Kreide. Das Kohlenflötz streicht in Stunde 9 und fällt mit sehr sanfter, 4—5 Grad betragender Neigung gegen SW.

So bequem für den Abbau diese flache Lagerung sein mag, so ungünstig ist andererseits das Verhalten des Hangenden und Liegenden. Der liegende Tegel unterliegt bei dem unvermeidlichen Wasserzutritt einer starken Aufquellung und Auftreibung, der hangende Sand ist ein äusserst schüttiges Material und zu beständigem Einsturz disponirt. Den Grubenstrecken drohen also Unannehmlichkeiten von unten und oben, denen theilweise freilich durch eine feste Zimmerung begegnet werden kann und wird. Dass die Strecken auch etwas mit Wasser zu thun haben, versteht sich bei der Nähe der undurchlässigen Unterlage und bei der grossen Durchlässigkeit des Hangenden von selbst, und da sich das Flötz gegen den Hügel zu verflächt und alles Wasser sich im Niveau der Kohle sammelt, so wird die Entwässerung beim weiteren Fortschreiten gegen das Verflächen immer schwerer.

Erst gegen seine oberen Partien zu verkittet sich hier der Sand zu Sandstein, welcher letztere durch einen Steinbruch aufgeschlossen wird.

Das kleine Thal, in welchem sich der Eingang in die Grube befindet, wird von einer ostwärts davon ebenfalls gegen Glińsko zu verlaufenden, Za Kozakiem genannten Schlucht durch einen Bergrücken getrennt, auf dessen westlicher oder nordwestlicher Seite der genannte Steinbruch sich befindet. Auf der anderen Seite, also schon gegen Za

Kozakiem zu, befindet sich aber noch hoch oben ein anderer Steinbruch, durch welchen sehr zerfressen aussehende, sehr sandige Kalke mit Einschlüssen von honiggelbem Kalkspath, ähnlich wie in dem Steinbruch hinter Majerowka bei Winniki blossgelegt werden. Doch ist die ganze Bildung hier sandiger als dort. Uebrigens nimmt auch hier dieser zerfressene Kalk das oberste Niveau der aufgeschlossenen Schichtenreihe ein. Ganz auf der Höhe über dem Kalk liegt noch ein wenig mächtiger Löss, der sich stellenweise mit etwas zunehmender Mächtigkeit auch gegen die Schlucht Za Kozakiem hinzieht, die westliche Thalseite der letzteren verkleidend.

In dieser Schlucht beobachtet man dann wieder gute Aufschlüsse namentlich auf der rechten (östlichen) Thalseite. Unten an der Basis der hier sichtbaren Schichten liegt der Kreidemergel mit vielen Versteinerungen. Darüber folgt ein grüner Thon und über diesem sieht man durch Zwischenlagen von Sand getrennt 3 Braunkohlenflötze ausbeissen, welche jedoch nicht besonders abbauwürdig erscheinen.

Bei dem Lignit trifft man auch auf verkieselte Hölzer. Oben folgt wieder Sand und Sandstein, welcher letztere in der obersten südlichen, vielfach durch Gestrüpp verwachsenen Fortsetzung der Schlucht ziemlich petrefactenreich zu sein scheint. Unter diesen Petrefacten wurden *Ostrea digitalina Eichw.* und eine *Venus cf. cincta Eichw.* bestimmt.

Hier überzeugt man sich bei einiger Aufmerksamkeit auch deutlich von der unregelmässigen Oberflächenbeschaffenheit des von der Kreide gebildeten Untergrundes der tertiären Schichten. An einigen Stellen sieht man die Aufschlüsse der Kreide ein viel höheres hypsometrisches Niveau einnehmen, als die Tertiärgesteine. Dieser Umstand wird für die Unternehmungen auf Kohle in dieser Gegend zum Uebelstande. Da nämlich die Kohlen gegen die Basis des Tertiären zu auftreten, so kann ihre Ablagerung naturgemäss keine über grössere Flächen continuirliche sein. An den unterirdischen Kreidekuppen stossen die Flötze sich ab oder keilen sich aus. Dieser hier gewonnenen Vorstellung entspricht auch beispielsweise in dem anderen Thal der Umstand, dass das früher beschriebene, im Abbau befindliche Flötz nach NW zu zu bestehen aufhört. Bei einem noch länger fortgesetzten Betriebe wird man derartige Erfahrungen auch noch nach anderen Richtungen hin machen. Deshalb ist natürlich von einer Fortsetzung des Betriebes, soweit er billig zu stehen kommt, nicht abzurathen. Man mag aus dem Gebirge herausnehmen, was herauszunehmen ist, aber grössere industrielle Anlagen, wie sie sich auf die Anwesenheit ausgiebiger Kohlenmengen stützen könnten, sind hier nicht zu empfehlen.

Geht man vom Steigerhause der beschriebenen Doms'schen Grube zu den Halden der aufgelassenen Gruben der ostgalizischen Kohlengewerkschaft, so beobachtet man gleich oberhalb der Halden den Kreidemergel anstehen. Auch hier verräth sich, wenn man das betreffende Niveau mit dem der Halden oder dem der Doms'schen Grube vergleicht, die Hervorragung einer Kreidekuppe. Ueber diesem oberflächlich sichtbaren erhöhten Kreidepunkt fehlt hier der grüne Tegel, den man erst seitlich der alten Kreidekuppe antreffen dürfte. Doch sind Kohlenspuren über dem genannten Punkte vorhanden. Ueber den Kohlenspuren folgt ein weisser Sand und dann die Andeutung eines wenig mächtigen

Nulliporenkalkes. Erst über diesem folgt ein hellgrüner Sand und auf der Höhe gegen Skwarszawa zu Sandstein, der hier vielfach auf den Höhen durch Steinbrüche aufgeschlossen ist. Ueberall sind noch Sandlagen zwischen den Sandsteinen sichtbar.

Bemerkenswerth ist auch der Weg, den man von Glińsko direct über die Anhöhe nach Skwarszawa unter Linkslassung der Kohlengruben verfolgen kann. Unten an der Basis des Hügels sieht man Kreidemergel. Beim weiteren Ersteigen des Berges Maczkownia kommt man bald zu einer Partie hellen Sandes. Etwas weiter aufwärts sieht nochmals Kreide hervor, so dass auch hier der Sand, bezüglich das Tertiäre bei der Ablagerung vorausgängige Unebenheiten der Kreide vorfand, deren Anwesenheit durch spätere theilweise Denudation der darüber und seitlich daran gelagerten Bildungen wieder zu Tage gebracht wurde. Weiter oben kommt dann ein grüner Sand zum Vorschein.

Rechts vom Fahrwege führen nunmehr einige Seitenwege auf die vordere Kuppe der Maczkownia. Hier sieht man, wie die Bauern grosse flache Blöcke eines festen quarzitischen, hellfarbigen Sandsteins abbauen, welche Blöcke mitten in dem tertiären Sand darin liegen. Ueber den Blöcken folgt wieder etwas Sand, dann eine dünne Thonlage und oben wieder Sande. Auch seitlich links von genanntem Hauptwege, etwas weiterhin, werden in einer Sandgrube ähnliche Quarzite abgebaut.

Offenbar sind es solche Blöcke, wie die hier beschriebenen gewesen, von denen H. Wolf (Verhandlungen der geologischen Reichsanstalt 1859, pag. 129) sagte, dass sie an den Abhängen des Plateau bei Żolkiew vorkommen, und von welchen derselbe Geologe erzählt, dass sie bis zu 20 oder 30 Kubikklafter an Grösse erreichen. Auffallender Weise hielt Wolf diese Blöcke für glacial und erratisch, obschon ihm selbst bekannt war, dass sie nicht mit nordischen Geschieben zusammenliegen. Er will sogar Gletscherschliffe daran beobachtet haben. Ich muss dahingestellt sein lassen, was es mit diesen Schliffen für eine Bewandtniss hat und bemerke nur noch, dass Wolf selbst betont, dass diese Blöcke sich in einer älteren Ablagerung finden, als die nordischen Geschiebe Galiziens.

In keinem Falle jedoch hat man es bei diesen Blöcken mit einem erratischen Phänomen zu thun. Erstlich liegen die Blöcke so sicher wie etwas mitten im tertiären Sande, man würde also die weittragende Annahme von erratischen Vorgängen zur Miocänzeit herbeiziehen müssen, von einer miocänen Eiszeit oder dergleichen, für welche uns sonst keinerlei Anhaltspunkte vorliegen. Zweitens würde man selbst bei einer derartigen Voraussetzung sich wundern dürfen, warum das erratische Material aus einem und demselben Quarzit und nicht auch aus anderen Gemengtheilen ähnlich dem unzweifelhaften diluvialen Erraticum bestehe, und drittens kann man in manchen der in der Nähe befindlichen Sandsteinbrüche einzelne verhärtetere Partien von Sandstein finden, welche unserem Quarzit äusserst ähnlich sehen.

Das ganze Vorkommen ist ein dem beschriebenen Vorkommen von concretionären Sandsteinen im Sande beim Janower Schranken oder an der Czartowa Skała durchaus analoges und erfordert keinerlei besondere Erklärungsversuche.

Auf der Höhe des Berges Maczkownia gegen Skwarszawa zu, rechts von dem schon genannten Fahrwege von Glińsko nach Skwarszawa ist plötzlich Schacht an Schacht zu sehen. Hier befinden sich die in Galizien zu einer gewissen localen Berühmtheit gelangten Thongruben, von welchen das durch Töpferindustrie ausgezeichnete Dorf Glińsko seinen Namen erhalten hat (glina der Thon[1]).

Der betreffende Thon oder Tegel ist principiell kein anderer als der Tegel, welcher in der geschilderten Kohlengrube und in der Schlucht Za Kozakiem an der Basis des hiesigen Tertiärs liegt, nur scheint er hier an der betreffenden Stelle noch um Vieles reiner zu sein als sonst.

Die betreffenden Schächte sind meist 16 bis 18 Klafter tief. Von oben hinabgehend treffen die Arbeiter zuerst auf eine mächtige Lage von Sand, dann durchfährt man ein etwa 2 Fuss mächtiges Braunkohlenflötz und gelangt unmitttelbar unter demselben auf Töpferthon, der manchmal 4 Fuss Mächtigkeit besitzt und auch hier unmittelbar auf dem Kreidemergel liegt.

Da, wie man sieht, der Thon nicht tagebaumässig, sondern bergmännisch gewonnen wird, so bleibt nur zu beklagen, dass diese bergmännische Ausbeutung so wenig rationell von Anfang an betrieben wurde. Mit einigen wenigen Schächten und einem Streckenbau hätte sich wohl vernünftiger und keinesfalls schwieriger manipuliren lassen, als bei dem in der Nähe bestehenden Braunkohlenbau, welcher mit dem zum Nachfalle disponirten Hangendsand ja doch auch fertig werden muss. So aber gleicht das Ganze einem wüsten Raubbau und erinnert im Kleinen an das traurigste Muster eines solchen, an das von den Juden bearbeitete Oelfeld der Neuen Welt bei Boryslaw. Nur mit Vorsicht kann man zwischen den oberflächlich nicht markirten oder umfriedeten, oft durch partielle Einstürze trügerisch verdeckten Schachtlöchern umhergehen.

Schliesslich will ich der Vollständigkeit wegen noch auf einen Steinbruch aufmerksam machen, der sich zwischen diesem Berge Maczkownia und dem Steinbruche über der Doms'schen Kohlengrube befindet, weil man daselbst mitten im groben Sandsteine viele Nulliporenknollen liegen sieht. Ueber diesem Nulliporensandsteine liegt dann wieder der früher erwähnte, zerfressen aussehende Kalksandstein. Auch die Thatsache einer wirklichen Schichtenneigung (in demselben Sinne, wie das Flötz in der Grube sie aufweist) tritt hier deutlich hervor.

Ehe wir nun die tertiären Ablagerungen weiter nach Westen in die Gegend von Janow verfolgen, mag es passend sein, noch einen kurzen Blick auf das nordöstlich vom Rande des Lemberger Plateaus gelegene Tiefland zu werfen.

Dasselbe ist im Ganzen sehr einförmig, und zwar vorwiegend aus Löss zusammengesetzt, der fast durchgehends unmittelbar auf Kreide ruht. Nahezu ostwestlich verlaufende, untereinander fast parallele Thaldepressionen, welche von zumeist moorigem oder sumpfigem Alluvialboden ausgefüllt sind, durchfurchen das Lössgebiet und geben diesem Gebietstheile ein eigenthümliches Relief.

---

[1]) Leider soll diese Industrie und der dadurch bedingte relative Wohlstand der Bewohner Glińskos in neuerer Zeit sehr zurückgegangen sein.

Bei Zarudče, westlich von Kulików, sah ich am südlichen Thalgehänge etwas Kreidemergel unter dem Löss. Bei Kulików ist der letztere gut aufgeschlossen. Bei Grzęda und Doroszow, bei Zwertów, Żołtańce, Wisłoboki und Remenow, bei Podliski und Zapytów, bei Kładno, Rudańce, Kukirów und nördlich von Jaryczów sah ich nichts als Löss, welcher stellenweise mit allmäligen Uebergängen sich gegen die tieferen Stellen abdacht, stellenweise jedoch in niedrigen, steiler abstürzenden Abhängen sich gegen die Depression absetzt.

Erwähnen will ich, dass bei der soeben genannten bereits ausserhalb der beigegebenen Karte gelegenen Localität Żołtańce unmittelbar beim Dorfe und zwar an dem Wege, welcher beim Wirthshaus in der Mitte des Dorfes sich nordwärts abzweigt, sich eine Stelle befindet, wo ich eine vereinzelte Schale eines *Pisidium*, also eine kleine Süsswassermuschel entdeckte. Trotz langen Suchens fand ich an derselben Stelle aber nichts mehr, weder andere Süsswasser- noch Landconchylien. Es blieb das überhaupt der einzige Fund dieser Art, den ich in dem ganzen in dieser Arbeit beschriebenen Gebiet gemacht habe. Der Löss dieser Localität war etwas weniger porös als anderwärts und vor Allem viel fettiger. Auch zeigte er rostbraune Flecken. An den anderen oben genannten Punkten, habe ich jedoch ganz typische Entwicklungen gesehen.

Auch die flachhügelige Erhebung zwischen Malechów-Dublany und Barszczowice besteht ganz aus Löss, den man nördlich von Barszczowice noch bei Chałupki deutlich in echten Lösswänden aufgeschlossen findet. Nur zwischen Chałupki und Folwarki miejskie am Wege nach Jaryczów nowy besteht das Terrain des Waldes Kopanie aus losem Sande, den man für ein Aequivalent des Löss ansprechen darf. Diese Partie ist eine ganz localisirte und man darf sich fragen, ob nicht eine kleine, von der allgemeinen Denudation der Tertiärbildungen in dem heutigen Tiefland verschont gebliebene Partie tertiären Sandes während der Diluvialzeit das Material zu den beweglichen, dem allgemeinen hypsometrischen Niveau sich anpassenden Flugsandbildungen inmitten des Lössgebietes abgab. Die Möglichkeit scheint sogar nicht ausgeschlossen, dass hier unter der Oberfläche und über der Kreide in der That noch etwas mariner Tertiärsand steckt.

Solche Spuren von Tertiär nördlich vom Plateaurande sind dann deutlich und unzweifelhaft noch in der Gegend von Kamienopol vorhanden; die hügelige Erhebung, welche sich südlich von Kamienopol gegen Podborce zu befindet, weist stellenweise Aufschlüsse von Kreidemergel und tertiären Sanden, sogar Sandsteinen auf, welche Gebilde hie und da durch Grabungen blosgelegt sind, wie man auch am Wege von Kamienopol nach Lesienice bemerkt. Man kann hier noch darauf hinweisen, dass man auf diesem Wege einmal die Kreide deutlich in einem hypsometrisch höheren Niveau als das Tertiär sieht, dass also auch hier Unebenheiten der Kreideoberfläche von den tertiären Absätzen vorgefunden wurden.

Die betreffenden Gebilde sind von Löss umlagert und auch bedeckt. Oestlich von Podborce treten dann unter dem Löss längs der Eisenbahn und grösstentheils erst durch diese blosgelegt, Kreidemergel ohne Zwischenschiebung tertiärer Gesteine auf.

Bei Podborce und Mykłaszów, sowie gegen den Steilrand des Plateaus bei Lesienice zu herrscht überall Löss, welcher auch zwischen Krzywczyce und Lesienice über das flachhügelige, Pod lasem genannte Terrain verbreitet erscheint und stellenweise am Plateaurande hinaufreicht.

Zwischen dem Hügel von Kamienopol und den sanft aufsteigenden Lössmassen bei Lesienice passirt man ein sumpfig-mooriges Terrain, welches zur breiten, nur durch den Hügel von Kamienopol merkwürdig unterbrochenen oder verschmälerten Alluvialdepression des Pełtewbaches gehört. Ich würde dieses kleinen Terrainstückes nicht besonders gedacht haben, wenn sich nicht hier inmitten des Moorgrundes und in gleichem Niveau mit demselben einzelne kleine Stellen befänden, wo an der Oberfläche keine Spur von Moorboden, sondern loser Sand sichtbar wird, über dessen Provenienz oder Bedeutung inmitten seiner Umgebung ich mir ein anderes Urtheil nicht bilden konnte, als dass ich annahm, es seien dies recente Flugsande, durch welche das Moor überlagert wurde. Wenn einmal die Moore bei Lemberg genauer untersucht werden sollten, so ist es ja denkbar, dass sich dabei stellenweise kleine Zwischenlagen von Sand finden. Solche Vorkommnisse würden dann in der hier erwähnten Erscheinung ihr Analogon finden.

Bei Lesienice sah ich eine Culturschicht im Löss. Der betreffende Punkt befindet sich nördlich von Lesienice und liegt genau dort, wo die drei Wege von Krzywczyce, von Kamienopol und von Lesienice in der Nähe einer isolirten kleinen Häusergruppe zusammentreffen, und zwar derart, dass man von Lesienice kommend und den Weg nach Kamienopol nehmend, den fraglichen Aufschluss im Löss rechter Hand behält.

Jene Culturschicht ist durch ihre dunklere Farbe sofort augenfällig vom Löss, dem sie im Ganzen aufgelagert ist, unterschieden. Sie ist einen bis stellenweise zwei Meter mächtig. Sie enthält Bruchstücke von rothgebrannten Ziegeln, von Topf- und Glasscherben und allerhand Knochen. Einen Kiefer vom Schweine konnte ich unter den letzteren erhalten, die meisten Knochen indessen waren, abgesehen etwa noch von einer Rippe, nur in kleinen Fragmenten erhalten. Bei irgend angestellten Ausgrabungen wird man hier zweifellos in jeder Beziehung Besseres finden.

Ein in der Untersuchung anthropologischer Dinge sehr geübter Fachmann, Herr Dr. F. Luschan, dem ich eine kleine Aufsammlung vorwies, erkannte trotz der Unvollständigkeit und Spärlichkeit des Materiales dasselbe als vollkommen ausreichend zu dem Schluss, dass die Stätte dem frühen Mittelalter angehören müsse. Geologisch gesprochen ist also diese Ablagerung sehr jung. Um so bemerkenswerther erschien mir eine etwa vier Zoll dicke Zwischenlage von Löss, welche an einer Stelle deutlich die ganze Culturschicht theilt. Ein zeitweiliges Verlassen der hier vorliegenden alten Wohnstätte wird dadurch angedeutet, da aber die Beschaffenheit der Culturschicht nebst ihren Einschlüssen über und unter jener Zwischenlage sich nicht ändert, so bedeutet diese Unterbrechung der Bewohnung keinen anthropologisch wichtigen Abschnitt.

Wohl aber ist jene Zwischenlage für unsere Vorstellung von der Ablagerung des Löss von einigem Interesse, weil sie erstlich beweist, dass Löss, wenngleich in geringer Mächtigkeit, sich in Galizien noch in historischer Zeit bilden konnte, und dann weil diese Zwischenlage nothwendig auf trockenem Wege entstanden sein muss. Der betreffende Punkt liegt etwa 40 Meter über dem Bett des Pełtew-Flüsschens und man wird schwerlich annehmen wollen, dass der Pełtew vor etlichen hundert Jahren Ueberschwemmungen verursachte, welche das Niveau jener Culturschicht erreichen konnten, und eben so wenig wird man glauben, dass er sein Bett seit derselben Zeit um einen solchen Betrag vertieft habe. Durch solche Annahmen würde die Ueberschwemmungshypothese sich selbst ad absurdum führen.

Löss herrscht auch bei dem Dorfe Biłka królewska und dem vor andern Dörfern dieser Gegend durch freundliches und nettes Aussehen ausgezeichneten Biłka szlachecka. Bei der kleinen Häusergruppe Kalinówka, zwischen den genannten beiden Dörfern und nördlich vom Teich von Biłka szlachecka sind besonders deutliche Aufschlüsse vorhanden. Es muss jedoch erwähnt werden, dass westlich von Biłka królewska in der Nähe der Wegtheilung nach Mykłaszów einerseits und nach der Bahnstation Barszczowice andrerseits der Löss sehr sandig wird und nahezu in Flugsand übergeht.

Ferner beobachtet man Löss überall in der Nähe von Czyżykow, Gaje, Horodysławice und Dmytrowice. Am Ostabhang des Teiches von Gaje und am Südabfall der Hügel von Dmytrowice sind wieder besonders gute Aufschlüsse vorhanden.

Nachdem wir nunmehr die Beschreibung des Plateaurandes bei Lemberg und des demselben zunächst nordöstlich gelegenen Stückes Tiefland beendigt haben, wollen wir der auf der Höhe des Plateaus südlich und westlich von Lemberg entwickelten Bildungen gedenken.

Südlich von Lemberg ist die Höhe des Plateau ganz vorwiegend von Löss eingenommen.

Nächst Lemberg auf der Höhe des Plateau bei der Haliczer Strasse befinden sich Ziegeleien, deren Material aus echtem typischen Löss entnommen wird, aus welchem letzteren Herr Professor Kreutz laut freundlicher Mittheilung einen Mammuthzahn besitzt. Bei Kościelniki in der Schlucht, die sich westlich der Bahn und der Strasse hinzieht und auch weiterhin bei Sichow beobachtet man einen hellgelben Lehm, der grösstentheils fetter erscheint als gewöhnlicher Löss und auch nicht dieselbe feine Porosität besitzen mag. Stellenweise wird dieser Lehm von verkohlten Pflanzenstengeln durchzogen. Dieser Lehm hat zweifellos einen dem gewöhnlichen Löss gegenüber etwas abweichenden Habitus und könnte Wasser, wahrscheinlich stehendes Wasser, an seiner Bildung betheiligt sein, doch fand ich keine feste Grenze gegen den nördlich bei obgenannten Ziegeleien befindlichen echten Löss.

In ähnlicher Weise fand ich sehr fetten Lehm auf beiden Thalseiten von Sokolniki, während das schmale dortige Thal selbst von Moorboden und einigen Wassertümpeln eingenommen wird.

Das zwischen Sichow und Solonka gelegene Thal von Zubrza zeigt wieder Aufschlüsse tertiärer Gesteine unter der diluvialen Bedeckung. Das betreffende kleine Thal verläuft ziemlich genau von Nor-

den nach Süden, und hier ist wieder der Umstand auffallend, dass die Aufschlüsse der unter dem Löss entwickelten Gesteine sich ganz ausschliesslich auf der östlichen Thalseite befinden. Man sieht Nulliporenknollen und stellenweise auch kalkige Sandsteine. Die besten Aufschlüsse sind schrägüber der Kirche sichtbar. Südlich ausserhalb des Dorfes konnte ich Nulliporenknollen schon nicht mehr an den Gehängen beobachten. Dagegen sind längs der weiteren südlichen Fortsetzung des Zubrza-Baches in der Gegend von Żyrawka und Wołków wieder ganz analoge Verhältnisse sichtbar. Bei den Teichen von Zagórze hat dann Dr. Hilber auch Kreide als vorkommend angegeben.

Weiter westlich gehend sind die nächsten Oertlichkeiten, an denen frühere Gebilde unter den Löss hervorkommen, in der Gegend von Nawarya wahrzunehmen.

Der Marktflecken von Nawarya ist an der Nordostseite einer flachgerundeten Erhebung gelegen, welche westlich von dem Stawczankabach und östlich von einem andern kleinen von Basiówka und Hodowice kommenden Bache begrenzt wird. Diese Erhebung besteht in ihrem Kern aus tertiärem Nulliporenkalk. Am Wege von Nawarya nach Glinna oder nach dem neu eröffneten Badeorte Pustomyty (beide Orte bereits in dem früheren Aufnahmsgebiet des Herrn Dr. Hilber gelegen) sieht man etwas näher den genannten Orten einige Kalköfen, welche ihr Material aus unweit davon befindlichen Steinbrüchen beziehen. In den letzteren wird ein bankweise horizontal geschichteter Nulliporenkalk abgebaut, welcher in dieser Gegend, sei es gar nicht oder doch nur sehr schwach von Löss bedeckt wird. Die Lössbekleidung gewinnt erst gegen Nawarya, das ist gegen den Ostabfall der geschilderten Erhebung, an Mächtigkeit und ist dicht bei Nawarya gut aufgeschlossen.

In der nordwestlichen Fortsetzung der hier aufgeschlossenen Tertiärzone tritt bei Obroszyn ebenfalls der Nulliporenkalk zu Tage. Man trifft die Spuren desselben sowohl, wenn man von der zwischen Stawczany und Zimnawoda führenden Poststrasse in den Ort hinabsteigt, als namentlich bei der Quelle, welche auf der östlichen Seite der Obroszyner Thalschlucht den kleinen dort befindlichen Teich speist. Steigt man dann vom Dorfe aus in die Höhe in der Richtung nach der hier in der Nähe verlaufenden Lemberg-Stryi'er Eisenbahn, so gewahrt man, dass unter der oberflächlichsten Ackerkrume überall bereits zersetzter Nulliporenkalk hervorsieht. Südlich vom Saume eines grösseren, von hier aus in der Richtung nach Zimnawoda zu sich erstreckenden Waldes sind auch kleine Steinbrüche in diesem hier übrigens sehr unreinen Kalke angelegt. Auch längs der Eisenbahn kommen hier und weiter südlich im Walde Niedzwiedz an manchen Orten die Spuren des oberflächlich zersetzten und zerbröckelnden Kalkes zum Vorscheine.

Kehren wir nach Nawarya zurück, so finden wir schrägüber der auf einer Lösshöhe erbauten katholischen Kirche am unteren östlichen Ende des durch einen gleichzeitig als Schleusenabsperrung dienenden Strassendamm in zwei Theile getheilten Teiches, wenig über dem Niveau des unteren Teiches und jedenfalls unter dem Wasserniveau des oberen Teiches einige Spuren von Kreidemergel hervortreten, welche direct unter dem Löss hervorschauen und übrigens nur bei einiger

Aufmerksamkeit der Beobachtung nicht entgehen, die erste Andeutung der in dieser Gegend wieder zu grösserer Geltung kommenden cretacischen Ablagerungen.

Geht man östlich von Nawarya nach Malicskowice oder Nagorzany, so trifft man hinter den letzten Häusern des Ortes unter dem Löss an einer Stelle die Spuren von grünlichen versteinerungsreichen Tertiärsandsteinen. Der Feldweg, welcher über den Hügel nach dem oberen Ende von Nagorzany führt, zeigt dann keine weiteren Aufschlüsse mehr. Bei Nagorzany selbst jedoch befindet sich die einst berühmte Localität, von welcher die überwiegende Mehrzahl der aus der Lemberger Kreide beschriebenen Versteinerungen stammt. Auf der östlichen Seite des hier verlaufenden kleinen, Sokolniki und Nawarya verbindenden Thales befanden sich vor längerer Zeit die Steinbrüche, welche jene Versteinerungen lieferten. Heute sind diese Steinbrüche verlassen, und man würde vergeblich sich nach Nagorzany begeben, um hier nach Petrefacten zu suchen, da überhaupt kaum ein Aufschluss mehr an dieser Stelle besteht. Anstatt der aufgelassenen Steinbrüche von Nagorzany sind heute in der Nähe des südlich von Nawarya gelegenen Porszna Steinbrüche im Betriebe. Die Strassenbeschotterung von Nawarya und Umgebung wird mit dem hier gewonnenen Material durchgeführt. Es ist dies gerade kein Mustermaterial für Beschotterungszwecke. Zwar ist es kein so weicher Kreidemergel, wie er bei Lemberg selbst herrscht und auch noch bei Nagorzany vorkam, sondern es ist ein sehr sandiger Mergel oder wenn man will, mergliger Sandstein, allein das Gestein besitzt trotzdem nur geringe Consistenz. Doch da, abgesehen von den erwähnten Leythakalken zwischen Nawarya und Pustomyty, sich viel besseres Material nicht in der Nähe befindet, so bleibt den Leuten hier diesbezüglich keine grosse Wahl.

Die Kreideschichten treten bei Porszna an dem östlichen Thalrande auf und werden stellenweise von Leythakalk überdeckt, doch sah ich in den Steinbrüchen gleich nördlich von Porszna bei Kower auch Diluviallehm unmittelbar über der Kreide.

Uebrigens ist die Lössdecke, wo sie östlich von Porszna oder Podsadki vorkommt, eine meist dünne, und Herr Hilber hatte sie deshalb in dieser Gegend oft nicht berücksichtigt. Ich habe mir diesbezüglich auch einige kleine Modificationen seiner Aufnahme gestattet. Auf der Westseite jedoch des Thales von Porszna sah ich nur Löss.

Zahlreiche Versteinerungen lassen sich hier bei Porszna, Kierniczki und Podsadki in der Kreide sammeln und es liefern diese Fundorte, auf deren Ausgiebigkeit ich zuerst von Herrn Professor Kreutz aufmerksam gemacht wurde, wohl einen ausreichenden Ersatz für den verloren gegangenen von Nagorzany.

Ich verweise hier auf die Eingangs der Arbeit abgedruckten Petrefactenlisten.

Ungemein einförmig erscheint nördlich von Nawarya und Obroszyn die Gegend von Skniłów und Zimnawoda. Doch beweist ein Eisenbahndurchstich westlich vom Bahnhof Zimnawoda in der Gegend des Leiserhofs, dass unter der hier oft nicht sehr starken Lössdecke, von welcher man beispielsweise zwischen Basiówka und Skniłów vergleichsweise bessere Aufschlüsse wahrnimmt, sich Tertiärgesteine befinden.

Jener Durchstich hat einige horizontal geschichtete Bänke von Sandstein blossgelegt. Ob eine etwas sandige Bildung, welche ich am östlichen Thalgehänge von Basiówka, dort, wo der Weg zu einem auf der Höhe befindlichen Kreuz und von da über Brzezina nach Sknilów sich abzweigt, bemerkte, und welche dort von ziemlich lehmigem Löss bedeckt wird, ebenfalls zum Tertiär zu rechnen wäre oder noch zum Diluvium gehört, lasse ich vorläufig dahingestellt. Auf der Karte habe ich mich für die Tertiärfarbe entschieden.

Verfolgen wir nunmehr in unserer Beschreibung die allgemeine Richtung nach den Wäldern von Janow, so dürfen wir zuerst wieder bei Domażyr, gleich nördlich von der Strasse von Lemberg nach Janow hinter Rzęzna ruska gelegen, auf tertiäre Bildungen hinweisen. Nördlich von Rzęsna ruska und Kozice zieht sich westlich bis Domażyr eine niedrige, von Löss bedeckte Erhebung hin, welche nördlich gegen Ziełów und Borki zu von einer weiten morastigen Ebene begrenzt wird. Am westlichsten Ende dieser Erhebung sind Sandsteinbänke entblösst, dort aber, wo auf der Nordseite derselben Erhebung der Weg durch den Morast sich nach Ziełów abzweigt, treten Spuren von Nulliporenkalk auf, welcher hier tiefer als der vorgenannte Sandstein liegen dürfte.

Der Weg nach Janow führt hinter Domażyr in der Nähe von dem Dorfe Stradcz vorbei und hier beginnt die relativ ausgebreitete Entwicklung tertiärer Gesteine, durch welche die Gegend von Janow geologisch ausgezeichnet ist.

Rechts und links zunächst von der Landstrasse sind die Aufschlüsse allerdings ziemlich unzulänglich, bedeutend besser jedoch sind die Aufschlüsse bei Stradcz selbst und namentlich in der Nähe des Teiches westlich von Stradcz und bei Rothenhan. Südlich von Rothenhan gegen Malczyce zu dehnt sich ein Lössgebiet aus. Bei Rothenhan kommt unter dem Löss ein etwas zerfressen aussehender, etwas kieseliger Kalk zum Vorschein, der seinerseits von Sand unterlagert wird, und unter letzterem tritt Sandstein auf. Aus den Sandsteinen bei Rothenhan liegt mir *Ervillia pusilla Th.* und ein aussen und innen glatter *Pecten* (*cf. denudatus Rss.*) vor. Diese Gebilde sind wahrzunehmen dort, wo der von Malczyce kommende Weg sich gegen den Teich herabwendet. Viel deutlichere Aufschlüsse indessen beobachtet man dann auf der anderen Thalseite jenseits des Teichabflusses. Dort ist in ziemlicher Höhe ein mächtiger Steinbruch angelegt, welcher auf der Generalstabskarte als Kalksteinbruch bezeichnet erscheint; es wird indessen nur Sandstein hier gebrochen, der unter einem nicht unbedeutenden Abraum von Löss auftritt.

Geht man nun längs des Teiches an dessen östlichem Ufer gegen Janow zu, so sieht man zuerst unter dem Löss das zerfressene, einer Süsswasserbildung gleichende, hier besonders kieselige Gestein, von dem wir soeben sprachen. Darunter oder dahinter folgt etwas Sand, dann bald ein zum Theil grobkörniger Sandstein und dann kommen wieder mächtige Sandmassen als Liegendes des Sandsteins. Der letztere umschliesst an einigen Stellen Nulliporenknollen, an andern undeutliche Steinkerne einer *Corbula?*

Beachtenswerth ist, dass sich der Sandstein immer höher an der Gebirgslehne hinaufzieht, dass sich, je weiter man nordwärts schreitet, seine Basis immer mehr von dem Niveau des Teiches nach oben hin entfernt. Wir haben deshalb hier unzweifelhaft eine von der horizontalen abweichende Schichtenstellung vor uns. Die flache hieraus abzuleitende Schichtenneigung ist eine nach Süden gerichtete.

Das Dorf Stradcz liegt auf der Höhe des Berges, dessen Abhänge wir hier kurz beschrieben haben. Von der Ostseite von Jamelna her sich nähernd, beobachtet man an der Oberfläche dieses Berges vorwaltend Löss. Von der Nordwestseite, von der Gegend des Jägerhauses herkommend, sieht man in dem Walde, in welchem man zur Höhe des Dorfes aufsteigt, zuunterst Sand und dann bald Sandstein, von welchem grosse Blöcke umherliegen. Endlich kommt oben auf der Höhe, nachdem sich sicher beobachtbar auch hier eine Lage von Sand noch über dem Sandstein eingeschaltet hat, ein weisser zerfressener, an dieser Stelle viel weniger kieseliger, stellenweise sogar dichter Kalk vom Aussehen eines Süsswassergesteines zum Vorschein. Dieses Gestein wird wieder von Sand überlagert, der wenig mächtig und geschichtet ist.

Der Umstand, dass der bewusste zerfressene Kalk hier zwischen zwei gleichartigen Sanden lagert, dass er also nicht die oberste Lage des hiesigen Tertiärs vorstellt, spricht nicht gerade unbedingt für die Nothwendigkeit der Annahme, dass wir es dabei wirklich mit einer Süsswasserbildung zu thun haben, wofür der petrographische Habitus des Gesteines sprechen würde.

Der betreffende Kalk zeichnet sich bei Stradcz durch das Vorkommen einer Höhle in demselben aus. Der Eingang zu derselben befindet sich gleich nördlich etwas unterhalb der Kirche, welche ihrerseits das nordwestlichste Gebäude von Stradcz ist. Der Eingang zu der Höhle ist sehr niedrig, das Innere derselben ist etwas höher, ihre Gestalt corridorartig, ihre Form keinesfalls mehr allseitig eine ursprüngliche.

Stupnicki in seiner bei einer früheren Gelegenheit schon citirten geographisch-historisch-statistischen Beschreibung Galiziens meinte, dass diese Höhle über 120 Klafter lang sei und mehrere Hallen, Nischen und Vertiefungen aufweise, welche ihm sämmtlich durch Kunst gebildet zu sein scheinen. Es kann sich dabei indessen nur um Modificationen handeln, welchen die natürliche Anlage unterworfen wurde [1]).

Der Tradition nach diente die Höhle zur Zeit der Tartareninvasion als Zufluchtsort für die Bewohner der Umgebung. Einmal soll diese Stätte von den Tartaren entdeckt worden sein, und die Insassen der Höhle wurden damals durch den Rauch eines am Eingange der Höhle angezündeten Feuers erstickt. Eine Untersuchung der eventuell hier befindlichen Ablagerungen wurde noch nicht vorgenommen. Bei dem Interesse aber, welches sich neuerdings für Höhlenforschungen kundgibt, möchte vielleicht ein solcher Hinweis genügen, um Liebhaber oder Kenner zu einem Ausflug nach Stradcz zu veranlassen.

Auch schrägüber von Stradcz jenseits des Teiches und Thales, welches den Teich von Stradcz mit dem Teiche von Janow verbindet,

---

[1]) Ueber künstliche Höhlen in Galizien vergleiche unsere neuen Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. Jahrb. d. geol. R.-A. 1879, p. 240.

sind Aufschlüsse tertiärer Gesteine, vorwiegend von Sandsteinen, vorhanden. Namentlich bei der Localität Podkamienna befindet sich ein grösserer Sandsteinbruch, wo ziemlich feste Sandsteine für Strassenbeschotterung gebrochen werden.

Geht man von Zalesie das kleine, oberhalb Podkamienna verlaufende Thal aufwärts, so sieht man am Abhang der Makarowa góra am Wege nach Ottenhausen Sande, welche mit etwas fester verkitteten Sandlagen abwechseln. Die letzteren werden stellenweise sogar zu wirklichen Sandsteinen.

Ein originelles Aussehen erhalten diese Bildungen an gewissen Aufschlüssen, wo bei nahezu horizontaler Schichtung die festeren Lagen zwischen den losen Sanden weit und völlig frei hervorragen, während der lose Sand ausgehöhlt erscheint. Nach oben zu erscheint dann der kieselige durchlöcherte Kalk.

Nordwestlich von der Makarowa góra in den Rinnsalen, welche vom Fyderów horb herabkommen, konnte ich zwar deutliche Aufschlüsse nicht beobachten, theils der Wald-, theils der vielfachen Lössbedeckung wegen, doch liegen in all diesen Rinnsalen Steine umher, welche sowohl Sandsteinen als dem gewissen Pseudo-Süsswasserkalk angehören, von dem wir nunmehr schon oft gesprochen haben. Der marine Sand dürfte übrigens auch hier nicht fehlen.

Die Häuserreihe der kleinen Stadt Janow erstreckt sich auf der westlichen Seite eines grösseren, jenseits vom Wald umsäumten Wasserbeckens oder Teiches des Janowski staw in recht anmuthiger Lage. Die Seite des Teiches, auf welcher sich die Stadt befindet, wird ganz von Löss eingenommen, in welchem sich nordwestlich von der Stadt links vom Wege nach Lelechówka einige Ziegeleien befinden. Die Ostseite des Teiches hingegen oder doch der zu ihm gehörigen sumpfigen Alluvialfläche wird von tertiären Gebilden umsäumt, unter denen zunächst dem Teiche vorwiegend Sande eine grosse Rolle spielen.

An der Südostecke des Teiches in der Nähe des Jägerhauses ist loser, geschichteter Sand stellenweise in grossen Wänden entblösst, und auch der kleine Landvorsprung, der sich etwas nördlich davon mit einem Steilufer über dem Seespiegel erhebt, besteht aus solchem Sande. Dergleichen kommen überhaupt in dem sich hier in den Richtungen nach Lozina, nach Zorniska und nach Stradcz hin anschliessenden Waldgebiet, der Wälder Ostry garb, Czarny kamen las und Krasoszczyzna vielfach vor. Keineswegs aber setzen sie dieses Gebiet ausschliesslich zusammen.

Am Wege vom Janower Teich nach Lozina beobachtet man in den östlichen Theilen des Ostry garb noch vor dem Hegerhause vielfach Partien kalkiger Gesteine mit Nulliporen, welche dem Sande aufruhen und deshalb bei der nahezu horizontalen Schichtenlage der hiesigen Formationen die hypsometrisch höheren Stellen des Waldbodens einnehmen.

Weiterhin von dem genannten Hegerhause bis in die Nähe des Maierhofes südlich von Lozina herrscht Sand, zum Theil wohl sicher noch tertiärer Sand, zum Theil jedoch posttertiärer Flugsand. Die Grenzen beider Sande mussten ziemlich nach Gutdünken gezogen werden, sichere Beobachtungen darüber konnte ich nicht anstellen.

Oestlich vom Südende des Janower Teiches am Wege nach Zorniska kommt über dem Sande ebenfalls ein Kalkstein, der hier jedoch wieder mehr das zerfressene Aussehen eines Süsswasserkalkes zeigt, obschon er mit dem nördlich davon befindlichen Kalk des Waldes Ostry garb in directer Verbindung zu sein scheint.

Etwas nördlich, seitlich vom Wege, liegt mitten im Walde versteckt zur grossen Ueberraschung des Geologen, der hier überall nur sanfte Terrainoberflächen zu sehen gewohnt ist und erwartet, ein grosser steiler Felsen, der schwarze Stein (Czarny kamen) genannt. Er besteht der Hauptmasse nach aus Sandstein, welcher hier augenscheinlich dem Kalk aufliegt. Der Sandstein ist sehr fest. Durch Uebergänge vermittelt, finden sich demselben einzelne mehr kalkige Partien untergeordnet, welche übrigens dem zelligen Pseudo-Süsswasserkalk dieser Gegend ähnlich sind.

Kehren wir auf den nach Zorniska führenden Weg zurück, so sehen wir zwischen dem Jägerhause und Zorniska den zelligen Kalk stark verkieselt. Derselbe herrscht auch noch nahe bei Zorniska. Kurz vor diesem Dorfe ist der östliche Abfall des Plateaus gegen die Thalebene der Stara rzeka mit etwas Löss bedeckt. Dagegen sieht man gleich auf der entgegengesetzten Thalseite einen von einigen Erosionsfurchen durchzogenenen Steilabfall, der grösstentheils durch losen Sand gebildet erscheint, welcher seinerseits von theilweise Austernschaalen (*Ostrea digitalina*) führenden Sandsteinen bedeckt wird. Spuren des zelligen Kalkes fand ich hier nicht. Es muss dahin gestellt bleiben, ob ihm die genannten Sandsteine entsprechen. Jedenfalls aber setzt der Sand unter den zelligen kieseligen Kalk der anderen westlichen Thalseite fort, wenn er auch nicht hier in der Nähe aufgeschlossen ist.

Von Zorniska nach Jaśniska weiter gehend, trifft man in der Nähe des in der Mitte zwischen beiden Orten gelegenen Jägerhauses im Walde Tofija wieder Spuren von Nulliporenkalk, welcher hier die Höhe bedeckt. Weiter gegen Jaśniska lagert sich über denselben eine dünne Lössdecke. In Jaśniska selbst beobachtete ich am östlichen Bachufer grünliche, dünnschichtige Sandsteine, welche gleich in der Nähe des nach Borki führenden Weges anstehen. Aber gleich im Osten und auch im Norden von Jaśniska wird die Lössdecke mächtiger und zieht sich von hier bis an den Westabhang des Thales von Rokitno hin, womit wir den Anschluss an die von dort mitgetheilten Beobachtungen gewonnen haben.

Oestlich von Jaśniska am Wege nach Borki dominikańskie sah ich an einer Stelle, dort, wo sich im freien Felde ein Weg nach Borki janowskie abzweigt, auf dem Löss noch eine dünne Sandlage, offenbar von einem relativ jungen Flugsand herrührend. Vielleicht konnten besonders starke Bewegungen der Atmosphäre statt des gewöhnlichen Lössstaubes aus der sandigen Umgebung von Janow den feinen Sand bis hieher tragen.

Nördlich von Zorniska längs der nahezu nordsüdlich verlaufenden Stara rzeka sind wieder namentlich auf der Ostseite des Thales Aufschlüsse tertiärer Bildungen zu sehen, ziemlich correspondirend dem Aufschluss bei Zorniska, während auf der Westseite des Thales stellen-

weise Flugsandbildungen den Löss zu vertreten scheinen. Bei Lozina sieht man über dickgeschichteten Sandsteinen etwas kieselig aussehende gelbliche zerfressene Kalke. Diese Schichten bilden hier felsige, ziemlich pittoreske Partieen längs des Thales. Der besagte Kalk wird hier in einigen Kalköfen gebrannt, ich kann mir jedoch den Erfolg dieser Verwendung nicht als einen übertrieben günstigen vorstellen.

Zwischen Lozina und Dąbrowica tritt wieder das Verhältniss der einseitigen Verbreitung des Löss, von dem wir an anderen Orten geredet haben, sehr deutlich auf. Lössabzätze nehmen die ganze Westflanke des Thales ein, Aufschlüsse der Tertiärgesteine finden sich an der Ostseite. Namentlich an einer Stelle südlich der Hauptmasse der Häuser von Dąbrowica beobachtete ich in einer etwas längeren Schlucht ein deutliches Profil. Zu unterst sah ich losen Sand, darüber sehr dünn geschichtete Sandsteine mit zahlreichen Austernschalen. Darauf kamen dick geschichtete, sehr massige Sandsteine und zu oberst wieder Sand. Ich bin nicht in der Lage anzugeben, ob der löcherige Kalk, der bei Lozina eine ziemliche Rolle spielt, auch hier etwa noch ganz oben vorkommt. In keinem Fall ist er hier so mächtig, wie bei Lozina. Weiter östlich in der Richtung nach Polany und Rokitno zu herrscht dann wieder Löss.

Mir kam das Gerücht zu Ohren, dass bei Dąbrowica sich etwas Braunkohle finden soll. Bei dem Umstande, dass die früher beschriebenen Kohlen von Polany von hier nicht sehr weit entfernt sind, hätte ein solches Vorkommen gerade nichts Unwahrscheinliches, und deshalb erwähne ich die Sache, ohne sie freilich auf Grund eigenen Augenscheines verbürgen zu können.

Westlich von dem Thale von Dąbrowica und Lozina verläuft ebenfalls von Norden her das Thal des Stawki potok. Dieser Bach mündet in den Janower Teich und durchfliesst in seinem Unterlaufe unterhalb des Dorfes Stawki ein sumpfiges Alluvialgebiet, welches nichts anderes als die Erweiterung der durch besagten Teich eingenommenen Terraindepression ist. Oberhalb Stawki zeigt das betreffende Thal wieder gut die einseitige Verbreitung der Lössabsätze. Das westliche Thalgehänge wird von Löss, das östliche vornehmlich von tertiären Bildungen eingenommen. Unter den letzteren herrscht oberflächlich bei Werechótka und Seredny horb ein Kalkstein, der augenscheinlich mit den Kalken von Lozina in Verbindung steht.

Die Basis der Tertiärbildungen wird auch hier sandiger, obschon dieser Umstand nicht überall auf der Karte zum Ausdruck gebracht werden konnte. Nur bei Stawki selbst, südlich vom Ort gegen das isolirt gelegene Jägerhaus zu, konnte dies des Vorwaltens der betreffenden Bildungen wegen geschehen. Man sieht dort dicht am Wege Sandsteinbänke von Sanden mit Austernschalen und von dünngeschichteten Sandsteinen bedeckt. Oben folgt dann loser Sand.

Zu erwähnen wäre noch, dass sich hier in der Nähe des Jägerhauses bei Stawki Spuren von Glacial-Diluvium finden, der östlichste Punkt derartiger Ablagerungen, der mir westlich von Lemberg bekannt ist. Es sind lose umherliegende Stücke von grauen Quarziten und röthlichen festen Sandsteinen; ob sich noch die andern für das nordische Erraticum bezeichnenden Gesteine hier finden werden, wie wir sie

noch von deutlicheren und typischeren Punkten des zu beschreibenden Gebietes kennen lernen werden, bleibt zu ermitteln.

Südwestlich vom Stawki potok mündet der von Wereszyce kommende Wereszycki potok in den Janower Teich. Er verfolgt während seines Laufes keine rein nordsüdliche, sondern eine von NW. nach SO. verlaufende Richtung. Auch in seiner Umgebung sind Tertiärgesteine vielfach entwickelt.

Am Wege von Janow nach dem im Thale des Wereszyki potok zunächst gelegenen Dorfe Lelechówka behält man den Berg Prochnik zur Linken. Am Wege selbst herrscht Sand, sobald man aus dem Bereich des in nächster Nähe des Städtchens entwickelten Löss herausgekommen ist, auf dem genannten Berge indessen befinden sich Aufschlüsse von tertiärem Kalk, der hier in einigen Oefen gebrannt wird, und zwar sah ich hier einen gänzlich ungeschichteten, tuffartigen Kalkstein von geringem specifischen Gewicht, welcher wohl den sonst in der Gegend verbreiteten zelligen Kalkstein ersetzt. Dieser Kalk zieht sich augenscheinlich fort nach Nordwesten in der Richtung nach der Kamienna góra zu. Doch liegen bei Lelechówka selbst, auf der Westseite des Thales, schon wieder Lössmassen auf dem Tertiär.

Auf der anderen Thalseite an der Tabarowa góra kommt ebenfalls Kalk und in dem hypsometrisch tieferen Niveau Sand vor.

Die Umgebung des nordwestlich von Lelechówka gelegenen kleinen Dorfes Słoboda ist, mit dem Masstab der Geologie dieser Gegenden gemessen, nicht uninteressant. Abgesehen von dem Kalk auf der Kamienna góra, der von hier aus noch weiter nordwestlich sich fortsetzt, schon nördlich von Słoboda auftritt, wo er wieder eine löcherige, zellige Beschaffenheit besitzt, und den ich bis zur Localität Kossowa dolina verfolgte, wo er gebrannt wird, treten in nächster Nähe des Orts, namentlich auf dessen nordöstlicher und südöstlicher Seite dick geschichtete Sandsteine auf, welche einen Anlauf zur Felsbildung nehmen und beispielsweise auch beim Jägerhause anstehen.

Auffällig jedoch ist die nicht unbedeutende Anzahl erratischer Geschiebe, welche sich rings um Słoboda finden. Dieselben stimmen ganz mit Gesteinen überein, welche im nordischen Erraticum der norddeutschen Ebene bekannt sind. Ich sah Feuersteine, wie sie in der baltischen Kreide vorkommen, ich sammelte den rothen skandinavischen Gneissgranit, wie er zu den häufigsten und bezeichnendsten Bestandtheilen jenes Erraticums gehört, und ich fand ältere Grünsteine, rothe quarzitische Sandsteine, genau mit dem sogenannten Dala - Quarzit übereinstimmend, und feste blaugraue Quarzite, wie sie im centralen und südlichen Norwegen als silurischer Blauquarz bekannt sind. Die Grösse dieser Findlinge war nicht bedeutend, was vielleicht damit zusammenhängt, dass wir uns hier schon nahe der äussersten Verbreitungsgrenze derselben befinden.

Bemerken will ich übrigens, dass derartige nordische Findlinge sich auch an dem etwas nordöstlich von hier gelegenen Teiche von Maidan beobachten lassen.

Die auf der Karte als Gabrielenberg und Adalbertsberg bezeichneten Erhebungen werden wieder von einem Kalk, der dem Pseudosüsswasserkalk ähnlich ist, gebildet, nur ist der Kalk hier etwas zucker-

körnig und dadurch von etwas anderem Habitus als gewöhnlich. Auch bei Wereszyce nördlich von dieser Gegend und bereits ausserhalb des von mir aufzunehmenden Terrains gelegen, gibt es noch Kalksteinbrüche, und sah ich auf der Höhe des Kalkplateaus noch Geschiebe von rothem Sandstein umherliegen. Andere erratische Gesteine werden wohl nach längerem Suchen sich ebenfalls hier ermitteln lassen. [1])

Am Teiche von Maidan sah ich in der Nähe des Jägerhauses unter den erwähnten Kalken eine Sandablagerung, welche sich theils bis an das linke Thalgehänge des Wereszycki potok, theils in der Gegend von Stawki forterstreckt oder doch wenigstens in dem durch diese Localitäten bezeichneten Terrainabschnitt, soweit die Waldbedeckung darüber ein Urtheil zulässt, eine grössere Rolle zu spielen scheint.

Uebrigens deutet in diesen Gegenden oft die Zusammensetzung des Waldes selbst die geologische Beschaffenheit des Untergrundes an, insoferne der Waldbestand auf den Sandgebieten sich durch das Ueberhandnehmen der Föhren, der Waldbestand aber auf den Kalkplateaus sich durch das Ueberwiegen von Buchen auszeichnet.

In diesem Sandgebiet erheben sich einige grössere Felspartien, welche unter dem Namen Stolowy kamien bekannt sind. Um die Lage derselben näher zu bezeichnen, erwähne ich, dass dieselben sich westlich vom Vorwerk Bulawa und nördlich von Lelechówka befinden. Die mächtigen bizarren, übrigens vom Walde versteckten Felsen bestehen aus einem losen, grobkörnigen Sandstein, welcher, nebenbei bemerkt, keine genaue petrographische Uebereinstimmung mit dem Sandstein des früher erwähnten Czarny kamien östlich von Janow zeigt.

Nordwärts und nordostwärts auf der Höhe des Plateaus erscheinen dann wieder Kalke, welche den Untergrund des Acker- und Waldbodens beim Vorwerk Bulawa bilden, sich von hier über den Kubyn nach dem Adalbertsberg bei Maidan hinziehen und andererseits im Walde Horysza, nördlich Stawki anzutreffen sind, von wo aus sie gegen Mihalejki und Zajazd zu sich verbreiten.

Der Ostabhang der Hügel von Horyszna und Zajazd gegen das Thal des Stawki potok wird von Löss eingenommen.

Zur Vervollständigung des Bildes von der Verbreitung der Tertiär-Ablagerungen in der Umgebung von Janow wollen wir noch einige Punkte des Auftretens solcher Ablagerungen nördlich der Strasse von Janow nach Szkło und westlich von der schon geschilderten Gegend von Lelechówka und Słoboda erwähnen.

Die zum grossen Theil durch Waldungen führende Strasse von Janow nach Szkło bietet wenige oder gar keine Aufschlüsse. Der Weg scheint über ein Lössgebiet zu führen, welches bei Jaryna (Grünthal) stellenweise einem Sande Platz macht. Wendet man sich von Jaryna nördlich nach der kleinen, inmitten des Waldes gelegenen Häusergruppe der „drei Haufen", so herrscht auf diesem Wege, wie man indessen

[1]) Obwohl von vornherein der nordischen Abstammung dieser Geschiebe sicher, weil mir dergleichen bei meinem früheren Aufenthalte in Breslau sehr oft vor Augen gekommen sind, habe ich doch nicht unterlassen, durch Vergleich mit Stücken des Breslauer Museums diese Ueberzeugung zu befestigen, und überdies hat Herr Dr. Reusch aus Christiania Gelegenheit gehabt, meine Belegstücke zu sehen.

ausschliesslich aus der Beschaffenheit desselben und den Wagengeleisen zu erkennen vermag, Sand, nur an einer Stelle kommt sicherer Löss zum Vorschein, der bald wieder dem Sande Platz macht. Kurz südlich von den „drei Haufen“ sieht man die Spuren von Kalk, ähnlich dem Kalke von Słoboda. Am Wege von den „drei Haufen“ nach Starzyska beobachtet man an der Trysciana góra inmitten eines Sandgebietes ebenfalls an mehreren Stellen die Spuren desselben Kalkes.

Bei Starzyska selbst gibt es dann wieder deutliche Aufschlüsse in den Tertiärschichten. Oestlich von diesem Dorfe in der Nähe des Schlosses befindet sich ein Steinbruch, in welchem zu unterst feste Kalkbänke liegen. Ueber diesen folgen lose Nulliporenknollen, darüber eine wenig mächtige Bank von Sand mit zahlreichen Austern. Auf dieser liegt ein dünngeschichteter Sandstein und endlich folgt als oberstes Glied eine Schicht von Sand. Auch an anderen Stellen der östlichen Umgebung von Starzyska sind vielfach die Spuren der hier im Steinbruche aufgeschlossenen Bildungen zu verfolgen, während das etwas tiefer liegende Dorf selbst von einem Terrain loser, entschieden nicht mehr tertiärer Flugsande umgeben erscheint.

Man könnte sich nun noch fragen, wie man die Sande des Waldgebietes östlich von Starzyska nach den „drei Haufen“ zu aufzufassen habe, eines Sandgebietes, welches sich auch noch nördlich der Kalkinsel der Trysciana góra zwischen Starzyska und Słoboda weiter verfolgen lässt, wo die hügelige Erhebung der Piaskowa góra sogar ihren Namen von dem Vorherrschen des Sandes führt.

Auf der Karte habe ich diese Sande als diluviale Sande ausgeschieden, trotzdem die Vermuthung nahe lag, dass wir hier ähnlich wie in der näheren Umgebung von Janow es mit tertiären Sanden zu thun haben, welche dort in der Nachbarschaft der tertiären Kalke und zwar in der Hauptsache unter denselben auftreten. Ich will auch keineswegs leugnen, dass es mir sehr wahrscheinlich ist, dass ein Theil des Untergrundes dieser Waldgegend entweder wirklich aus tertiären Sanden zusammengesetzt ist oder doch soferne er aus diluvialen Sanden besteht, sein Material aus zunächst darunter befindlichen tertiären Sanden entnommen hat.

Wenn die letzteren überall so zahlreiche Austern führten, wie die erwähnte Sandschichte bei Starzyska, dann wäre es nicht so schwer, an den Schalenfragmenten, welche dann sicher allenthalben dem Sande beigemischt wären, den tertiären Charakter der fraglichen Ablagerungen zu erkennen. Wir wissen aber von unseren Untersuchungen bei Janow, bei Stradcz und sogar von der nächsten Nähe Lembergs her, dass die tertiären Sande oft sehr arm an Conchylienschalen sind. So wird es denn inmitten des Waldes, wo die Natur des Terrains fast ausschliesslich aus der Beschaffenheit des Bodens der Wege erkannt werden kann, äusserst schwierig, über die Altersbestimmung der betreffenden Sande in's Klare zu kommen. Wenn ich nun vorbehaltlich der von mir selbst hervorgehobenen Bedenken mich dafür entschied, das fragliche Sandgebiet auf der Karte als diluvial zu bezeichnen, so bestimmten mich hiezu vornehmlich zwei Gründe.

Erstlich darf ich erwähnen, dass ich zwischen Starzyska und der Trysciana góra in den Sanden (obschon ganz oberflächlich) ein Ge-

schiebe von Feuerstein fand, analog den schon von Słoboda erwähnten Feuersteingeschieben, welche den Feuersteinen der baltischen Kreide gleichen. Es lag also die Vermuthung nahe, auch in diesem Theile unseres Waldgebietes das Vorhandensein von nordischem erratischem Diluvium zu vermuthen. Ein Theil des hier vorfindlichen Sandes dürfte, da dem nordischen Diluvium bekanntlich auch anderwärts Sande nicht selten verbunden sind, demnach mit Wahrscheinlichkeit als diluvial angesehen werden, wozu die Wahrnehmung kam, dass sich hier und weiter nördlich gegen die Piaskowa góra zu stellenweise eine eigenthümliche Oberflächengestaltung zeigt, eine Art förmlicher Sandwälle, wie sie der Oberfläche ausschliesslich tertiärer Sandhügel nicht eigen ist. Leider erlaubte die überall dichte Waldbedeckung nicht, ausser dem genannten Feuersteingeschiebe andere Funde in den Sanden zu machen oder auch nur die Sande selbst bezüglich ihres Kornes genauer zu untersuchen. Ich muss es deshalb auch zweifelhaft lassen, ob die erwähnte Oberflächennatur des Terrains auf Flugsandhügel oder auf erratische Anhäufungen hinweist, die Anwesenheit diluvialen, bezüglich posttertiären Sandes schien mir aber durch die erwähnten Thatsachen jedenfalls angedeutet zu sein.

Es setzt sich die sandige Oberflächenbeschaffenheit von der in Rede stehenden Gegend aus südwärts über Jaryna bis in die Gegend von Wola dobrostańska fort. Zwar herrscht in nächster Nähe von Wola dobrostańska typischer Löss. Untersucht man jedoch das östliche Ufer des von dort aus sich nordwärts erstreckenden schmalen Teiches des Wolicki staw, so findet man am nördlichen Ende desselben deutlichen Sand und etwas südlicher einen so sandigen Löss, dass man an einen allmäligen Uebergang des Sandes in den Löss zu glauben sich gedrungen fühlt.

Dass übrigens auch hier echte Tertiärbildungen stellenweise nicht sehr tief unter der jüngeren Flugsandbedeckung stecken dürften, bewiesen mir vereinzelte Stücke von Sandstein, welche ich an dem nordöstlich von Wola dobrostańska durch den Wald Jama nach der Janower Strasse führenden Wege erblickte und zwar sah ich diese Stücke, noch ehe man von Wola aus in den Wald kommt, dort, wo der Weg eine Strecke lang Hohlweg ist. Sind also Sandsteine in der Nähe, so werden auch tertiäre Sande unter der diluvialen Sandbedeckung nicht fehlen. Es ist gut, sich diese Betrachtung vor Augen zu halten, für die Colorirung der Karte hatte dieselbe freilich keine praktisch für mich wesentliche Bedeutung.

Südlich von Wola dobrostańska, wie ich gleich hier erwähnen will, an der Ostseite des Teiches Staw dobrostański, welcher sich zwischen dem genannten Dorfe und dem Dorfe Dobrostany befindet, herrschen in der Nähe des dortigen Bräuhauses und im Walde Salapin abermals Sande, während die Westseite des betreffenden Teiches von Löss eingenommen wird. Da wir an anderen Stellen das Verhältniss kennen gelernt haben, demzufolge bei den nordsüdlichen Thälern dieser Gegend der Löss die westliche und die etwa zunächst darunter liegenden älteren Bildungen die östliche Thalseite einnehmen, so verkenne ich nicht, wie deshalb in der erwähnten Thatsache sogar die Wahrscheinlichkeit begründet sein könnte, die Sande des Waldes Salapin

oder sogar nördlich diejenigen bei Wola dobrostańska seien doch tertiär, die flugsandartige Beschaffenheit des oberflächlich sichtbaren Terrains spricht indessen dafür, dass die sicher in einer gewissen, wohl nicht einmal grossen Tiefe hier vorhandenen Tertiärsande wenigstens oberflächlich während der Diluvialzeit und eventuell noch später durch atmosphärische Einflüsse u. s. w. umgelagert wurden. Uebrigens können die fraglichen Sande sehr wohl diluvialen Alters und doch theilweise dem Löss vorausgängig sein, wenigstens insoweit sie etwa zeitliche Aequivalente des Glacialdiluviums sind.

Ich hoffe durch die voranstehenden Bemerkungen die Frage nach dem Wesen des geschilderten Sandgebietes trotz der angedeuteten Unbestimmtheiten oder vielleicht gerade durch dieselben annähernd erläutert zu haben, auf der Karte, wo man sich für eine bestimmte Farbe entscheiden muss, konnten die angedeuteten Beziehungen schwer zum Ausdrucke gebracht werden. Genauere Untersuchungen wären hier übrigens nicht unerwünscht, ob dieselben jedoch inmitten der ausgedehnten Wälder leicht thunlich sind, ist etwas zweifelhaft.

Ehe wir von der Gegend von Dobrostany aus, bei welcher unsere Beschreibung angelangt ist, den Weg südlich gegen Gródek weiter verfolgen, müssen wir uns noch einmal östlich in der Richtung nach Janow oder besser nach Stradcz zu wenden. Inmitten der Lössbedeckung, welche sich hier bei Wielkopole und westlich von Rotenhan ausbreitet, treten in einer nördlich von Wielkopole gelegenen Schlucht wieder Tertiärschichten zu Tage. Man sieht dort zu unterst festen Sandstein, darüber losen Sand und oben den hellen, zerfressen aussehenden zelligen Kalk, welchen wir nunmehr, namentlich in der Gegend von Janow, schon wiederholt bemerkt haben. Ganz oben folgt etwas Löss. Durch Steinbrüche sind jene Tertiärschichten aufgeschlossen. Es wird namentlich der bewusste zellige Kalk gewonnen, um zur Wegbeschotterung verwendet zu werden. Z. B. der Weg zwischen Rotenhan, Stronna und der Eisenbahnstation Mszana wird (wenigstens zwischen Stronna und Mszana) mit diesem Material geschottert.

Bei Stronna und Malczyce auf der Nordseite des Malczycki staw genannten Teiches, welcher ähnlich wie die oberhalb gelegenen Teiche von Janow und Stradcz einer Thalerweiterung des Wereszycki potok entspricht, steht typischer Löss an. Ebensolchen Löss beobachtet man auf der Südseite des Malczycki staw bei Povitno, Zalużе und Mszana, wo der Löss überall gegen das Alluvialgebiet des Teiches einen terrassenartigen Absturz zeigt. Der betreffende Teich selbst ist seit einigen Jahren entwässert worden und heute befindet sich an seiner Stelle ein grösstentheils sumpfiges Terrain, in welchem man noch häufig Schalen von Flussmuscheln sammeln kann.

In der Nähe von Kamienobrod fliesst der Wereszycki potok mit dem Abfluss der Teiche von Wola dobrostańska und Dobrostany zusammen, nachdem letzterer gleich unterhalb Dobrostany in dem Staw białogorski abermals eine teichartige Erweiterung erfahren hat. Vor der Vereinigung beider Bäche sind bei Zuszyce am unteren Wereszycki potok wieder Tertiärschichten aufgeschlossen. Es sind kalkige Sandsteine und sandige Nulliporenkalke, welche hier zum Kalkbrennen verwendet werden. Dünne Lagen von Sand wechsellagern mit diesen

Schichten. Nach oben zu stellt sich ein aus Nulliporenknollen gebildetes Conglomerat ein.

Südlich von Kamienobrod bilden die erwähnten vereinigten Gewässer einen grossen Teich, den Drozdowiecki staw, so genannt nach dem Dorfe Drozdowice, welches auf der Westseite des Teiches gelegen ist. Am Südende des letzteren liegt die Stadt Gródek.

Die durch den genannten Teich dargestellte, sich nordsüdlich erstreckende Terrainvertiefung. zeigt auf ihren Flanken wieder ziemlich deutlich die gewisse Einseitigkeit in der Verbreitung des Löss. Auf der westlichen Flanke der Depression ist ausschliesslich Löss und zwar ziemlich mächtig entwickelt. Man sieht denselben bei dem Dorfe Kamienobrod selbst, wo er einen deutlich terrassenförmigen Absturz bildet, und kann ihn verfolgen über Drozdowice, Burgthal nach der Vorstadt Zastawskie. Auf der östlichen Seite der Depression hingegen treten vielfach Tertiärgesteine auf, und wenn ich auch in nächster Nähe von Gródek auf der Karte noch einige Partien mit der Lössfarbe bezeichnet habe, so sollte damit nur die Anwesenheit einer sehr wenig mächtigen, dünnen Decke markirt werden, durch welche das oberflächliche Zutagetreten der dortigen Tertiärgesteine stellenweise undeutlicher gemacht wird. Man hätte diese Decke ohne grossen Fehler auch ganz vernachlässigen können.

Schrägüber von Kamienebrod auf der Ostseite der Thalfurche beginnen gleich in der Nähe des Eisenbahndammes lose Sande, welche eine ganze Strecke lang auf der Ostseite des Teiches anhalten. Obschon auch diese Sande ihr Material mit grösster Wahrscheinlichkeit der Umbildung von Tertiärsanden verdanken, konnte ich dieselben doch nicht direct als Tertiär auffassen. Sie machen ganz den Eindruck beweglicher Flugsande und ich habe sie deshalb als quartär auf der Karte ausgeschieden. Immerhin verrathen sie bereits die Existenz von Tertiärschichten in der Nachbarschaft, welche dann auch in der That in der Erhebung der sogenannten Dąbrowe lipki in Form von Kalken anstehen und theils zum Zweck des Kalkbrennens, theils zur Schaffung von Schottermaterial abgebaut werden. Auch in der nächsten Nähe von Gródek, insbesondere auf der Nordseite der Stadt, befinden sich zahreiche, kleinere Steinbrüche. Es wird hier wieder der zellige, zerfressene Kalk gegraben, welcher speciell in dieser Gegend wieder etwas kieselig aussieht. Man findet diesen Kalk nicht tief unter der Oberfläche. Wenn hier eine Lössdecke vorhanden ist, so ist sie, wie gesagt, sehr schwach, in der Regel liegt zu oberst ein Gemisch von Steinfragmenten mit Lehm, eine Art Zersetzungsproduct der betreffenden Schichten.

Südwestlich von Gródek bildet der Abfluss des nördlich von Gródek befindlichen Teiches abermals einen Teich, den Czerlański staw, welcher sein südliches Ende bei dem Dorfe Czerlany hat. Auch hier zeigt die Westseite der betreffenden Terraindepression keine Spur von Tertiärgesteinen. Die Lössterrasse, welche von Kamienobrod her das westliche Ufer des Teichs von Drozdowice begleitet hatte, lässt sich durch den westlichen Theil der Stadt Gródek in dem hauptsächlich von Juden bewohnten Viertel deutlich verfolgen, von wo sie längs der langgestreckten Vorstadt Czerlańskie bis in die Gegend von Czerlany

verläuft. Auf der Ostseite des Teiches von Czerlany herrschen zwar Tertiärgesteine nicht überall an der Oberfläche, da sich namentlich auch einige etwas sumpfige Niederungen, die als Fortsetzung des Teich-Alluvialgebiets aufzufassen sind, daselbst vorfinden, doch kommen wenigstens an einigen Stellen Kalke zum Vorschein.

Von den letzterwähnten sumpfigen Niederungen verläuft die eine in ostwestlicher Richtung nördlich, die andere in derselben Richtung südlich vom Dorfe Artyszczów. Bei diesem Dorfe deuten umherliegende Steine die Nähe des tertiären Kalkes an, welcher dann weiter südlich am Südostende des Teiches in der Nähe einer zu Malkowice gehörigen Häusergruppe deutlich aufgeschlossen ist. Es ist ein weisser, horizontal geschichteter Nulliporenkalk, welcher von einer nur wenig mächtigen, beinahe kartographisch zu vernachlässigenden Lössdecke bekleidet erscheint. Auch weiter östlich bei Kiernica kommt stellenweise noch ein ähnlicher Kalk vor.

Würden wir auf der Karte hier die schwache Lössbekleidung weggelassen haben, so würde die Umgebung des Czerlanyer Teiches wieder ein typisches Beispiel einseitiger Lössverbreitung darstellen. Leider geht es nicht an, durch besondere Farbennuancen auch die verschiedenen Mächtigkeiten einer Bildung zum Ausdrucke zu bringen.

Begeben wir uns nun weiter westlich von Gródek nach Sądowa wisznia, einem kleinen Städtchen, das ebenso wie Gródek eine Station der Carl-Ludwig-Eisenbahn besitzt.

Auf dem hierbei zurückzulegenden ebenen Wege ist wenig Bemerkenswerthes anzutreffen. Nicht einmal die Lössmassen, welche westlich von Gródek auf weite Strecken das Terrain zusammensetzen, sind längs jenes Weges deutlich aufgeschlossen. Um sie zu beobachten oder sich von ihrer thatsächlichen Anwesenheit zu überzeugen, muss man die seitlich von der Strasse liegenden Gebiete bei Haliczanów, Rzeczyczany, Hartfeld, Tuczapy, Kuttenberg, Rodatycze und Laszki begehen. Längs den Rändern einzelner meist sumpfiger Depressionen zeigt sich dort in der Regel der Löss am besten.

Besonderes über die Beschaffenheit dieses eintönigen Terrains ist nicht zu bemerken. Auffällig war mir höchstens, dass ich nördlich von Rzeczyczany am Wege nach Kamienobrod oben nahezu auf der Höhe des Lössplateaus eine Stelle beobachtete, welche mit Rohr- und Schilfstengeln bewachsen war. Ich erwähne das nur, weil an derartigen, durch irgend welche locale Einflüsse etwas versumpften Stellen die Beschaffenheit des Löss eine etwas von der gewöhnlichen abweichende werden kann. Solche Punkte können dann zur Erklärung gewisser localer Besonderheiten des Löss herangezogen werden.

Näher an Sądowa wisznia, bei den flachen Terrainerhebungen Moloszów nördlich von der, und Pasiczeska góra südlich von der Strasse macht der Löss eine Strecke lang Sanden Platz. Damit treten wir in die Region der Flugsande, welche sich nordöstlich und nördlich von Sądowa wisznia ausbreiten. Diese Flugsande ziehen sich nämlich von hier über Bortyatyn fort bis in die Gegend von Kaluminiaki, Dernaki und Lesczeszne. Ihre südliche Verbreitungsgrenze finden sie in der Nähe des Bahnhofes von Sądowa wisznia.

Bei letzterem Orte werden die geologischen Verhältnisse wieder etwas mannigfaltiger. Oestlich von der den Bahnhof mit der Stadt verbindenden Strasse in der Nähe des Baches kommen Thone vor, welche hier als Töpferthone gegraben werden. Dieselben sind im trockenen Zustande hellblaugrau, manchmal etwas sandig und fein glimmerig. Sie sind völlig plastisch. In einer Regenschlucht sah ich dieselben deutlich geschichtet.

Man wäre der petrographischen Beschaffenheit des Thones wegen leicht versucht, denselben für tertiär zu halten, doch liegen directe Beweise für diese Annahme (Fossilien oder Zwischenlagerung zwischen sicher tertiären Schichten) nicht vor. Im Gegentheil sah ich wenigstens in den oberen Lagen des fraglichen Thones geschwärzte, knotig gegliederte Stengel von Sumpfpflanzen in einer Erhaltungsweise, welche eher für ein ausserordentlich junges Alter der sie einschliessenden Ablagerung zu sprechen schien. Die Pflanzenstengel waren noch völlig biegsam, inwendig weder mit Thonmasse angefüllt, noch von aussen zusammengedrückt, nur die Internodien waren völlig macerirt und enthielten etwas Wasser. Deshalb fand ich mich veranlasst, die fraglichen Thone für quartär anzusprechen. Da indessen der hier fliessende Bach sich ziemlich tief in diese Ablagerungen einschneidet, so können die letzteren doch nicht ganz recent sein. Ich halte sie für diluvial.

Der betreffende, von Bortiatyn kommende Bach zeigt in seinem Alluvialbett Sandanschwemmungen, was begreiflich ist, da er aus einem von quartären Sanden eingenommenen Gebiete herstammt. Im Flusssande findet man Unionen. Innerhalb der Stadt vereinigt sich dieser Bach mit dem von Süden kommenden Wisznia-Bache. Diese Bäche haben hier meist ziemlich steile Ufer. Ein eigenthümliches, schwer zu definirendes Gebilde ist längs dieser Ufer aufgeschlossen. Auf der Karte, welche im Archiv der Reichsanstalt deponirt wurde, habe ich dasselbe als diluvialen Moorletten bezeichnet. Es ist eine sandiglehmige Ablagerung von zumeist dunkler Farbe, welche viele pflanzliche, im trockenen Zustande oft ockerig geröthete Theile enthält und durch Pflanzenfasern vielfach verfilzt erscheint. Zur eigentlichen Torfbildung ist es dabei nirgends gekommen, wenn wir dabei auch an einen Absatz aus einem moorig-sumpfigen Becken denken müssen. Stellenweise nicht selten, liegen Schalen von Unionen in dem Letten, augenscheinlich dieselben, wie sie noch heute in den Teichen oder Sümpfen Galiziens vorkommen.

Ich möchte diesen Moorletten für ein zeitliches Aequivalent des vorhin besprochenen Töpferthones halten, da beide Ablagerungen ziemlich in demselben horizontalen Niveau vorkommen. Ihre äussere Verschiedenheit dürfte local etwas abweichenden Bildungsbedingungen zuzuschreiben sein. Sumpf- und Teichbildungen sind beide.

Warum aber sich seinerzeit hier das Wasser ansammeln konnte, ehe sein ungehinderter Abfluss geregelt war, ergab sich aus der Beobachtung, dass der undurchlässige Kreidemergel hier die unmittelbare Unterlage der besprochenen jungdiluvialen Absätze bildet.

Im unteren Theile der Stadt, gleich in der Nähe des Punktes, wo schrägüber vom Gebäude des Postamtes ein Steg über den Fluss

führt, sieht man am rechten Flussufer den Kreidemergel bei einigermassen aufmerksamer Beobachtung anstehen.

Jene Wasseransammlungen aber, welchen der Töpferthon und der diluviale Moorletten mit Unionen ihr Entstehen verdanken, sind möglicherweise in directe Beziehung zu setzen zu dem Abschmelzen des nordischen Gletschereises, von dessen einstiger Anwesenheit auch in dieser Gegend wir sogleich Belege beibringen werden, und wir dürften dann die thonigen Elemente der betreffenden Diluvialbildungen auf eine Umlagerung des glacialen Geschiebelehmes zurückführen.

Tertiärabsätze wurden bei Sądowa wisznia nicht constatirt. Wollte man auch in der unmittelbaren Ueberlagerung der Kreide durch jüngeres Diluvium an der beschriebenen Stelle nichts Auffälliges finden, da in den Thalvertiefungen hier, wie an anderen Orten, z. B. der Gegend von Lemberg, die Tertiärbildungen bis zu der Basis der Thäler denudirt sein könnten, wo dann deren nächste Unterlage hervortritt, so hätte man doch an den Abhängen der die Thaldepressionen begrenzenden Erhebungen bei solcher Nähe der Kreide auch etwas Tertiär erwarten sollen.

Der Bach von Sądowa wisznia wird übrigens nur an seiner südlichen Flanke von einer ausgesprochenen Erhebung begleitet, welche zwischen dem westlichen Ende der Stadt und dem Dorf Dmytrowice bis zu 298 Meter Meereshöhe ansteigt, während z. B. der auf der andern Seite des Baches gelegene Bahnhof nur 232·7 Meter Seehöhe besitzt. An dem Nordabfall der genannten Erhebung gegen den Bach zu zeigt sich als tiefstes der zu beobachtenden Formationsglieder typisches nordisches Glacialdiluvium.

Im Ganzen darf das letztere als ein Glaciallehm bezeichnet werden, welchem erratische Blöcke untergeordnet sind. Man sieht auch festere rothe, eisenschüssige Lagen in einem schmutzigen Letten. Unter den erratischen Blöcken sind namentlich rothe Gneissgranite zu bemerken, welche hier in relativ grösseren Blöcken (bis zu einigen Fuss Durchmesser) auftreten. Ausserdem sind kleinere Blöcke eines schwärzlich grünen Hornblendegesteins und kleine Brocken eines festen Sandsteines vertreten.

Einer der besten Aufschlüsse der fraglichen Bildungen befindet sich in der Schlucht, welche in der Gegend zwischen der Stadt und der Vorstadt Kalużany sich am Gehänge hinaufzieht. Es scheint, dass die Geschiebeblöcke hie und da auch für die Strassenbeschotterung gewonnen werden, denn ich sah auf den Schotterhaufen bei Sądowa nicht selten dem weissen, aus der Gegend von Gródek stammenden Tertiärkalk zerklopfte Stücke des rothen Granits beigemischt.

Ueber dem Glaciallehm mit Blöcken liegt unmittelbar der Löss, theils ganz oben auf der Höhe, theils sich stellenweise etwas tiefer den Abhängen anschmiegend. Grade die höchsten Punkte der näheren Umgebung von Sądowa werden vom Löss eingenommen.

Nördlich von der genannten Stadt, insbesondere jenseits der Eisenbahnlinie, breitet sich, wie wir früher schon andeuteten, ein Gebiet von diluvialen Flugsanden aus. Dasselbe ist vielfach von Kieferwaldungen bedeckt, welche allerdings an der Stelle ihres Auftretens den Sanden einige Stabilität verleihen.

Nordnordöstlich von Sądowa sieht man an den Steilufern des Baches von Bortiatyn einen meist dunklen, zum Theil eisenschüssigen moorigen Letten, welcher eine sehr grosse Aehnlichkeit mit dem Moorletten am Bache bei Sądowa wisznia selbst besitzt und auch wohl in naher genetischer Beziehung zu demselben steht. Merkwürdig ist nur, dass hier nicht wie in Sądowa der Kreidemergel die unmittelbare Unterlage des Moorlettens bildet, sondern dass zunächst unter dem letzteren Sande folgen, welche man etwas weiter nördlich in der Nähe der Localität Dębnik deutlich geschichtet sieht. Dass sich über so wasserdurchlässigen Sanden, unter welchen übrigens wohl auch die Kreide in einiger Nähe vermuthet werden darf, Bildungen absetzen konnten, welche so augenscheinlich auf stagnirende Wässer deuten, ist wohl nur mit der Annahme vereinbar, dass sich während der Bildungsdauer des Moorlettens der hier darunter befindliche Sand in einem Zustande der Sättigung mit Feuchtigkeit befunden habe.

Was das Alter dieses Sandes anlangt, so lag kein Grund vor, ihn für tertiär zu halten, andrerseits ist die Hauptmasse der Flugsande der Umgebung von Bortiatyn, welche sich in hypsometrisch höherem Niveau als der Moorletten befinden, sicher jünger als der erstgenannte Sand, welchen ich für fluviatil halten möchte.

Nördlich des von losen Sanden eingenommenen Terrains tritt bei Rogużno, Schomlau und Laszki ein sandiger Löss auf, dessen Grenze gegen die Sande schwer zu ziehen ist.

Uebrigens sieht man bei Rogużno am Wege nach Schomlau auf der ersten Höhe südöstlich vom Dorfe Sandgruben, in welchen ein im feuchten Zustande grünlicher Sand gegraben wird. Von Löss ist hier nicht viel zu sehen. Ich muss es dahingestellt sein lassen, wie man diesen Sand, den ich vorläufig als quartär auf der Karte bezeichnet habe, einst deuten will.

Das Lössgebiet von Rogużno und Schomlau steht nach Osten zu mit dem Löss westlich der Gródeker Teiche in Verbindung. Nach Norden und Nordosten zu setzt es sich fort in die Gegend von Czerczyk, Bruchnal, Przelbyce, Mużylowice und Mołoszkowice, nur stellenweise von tiefer gelegenen sumpfigen schmalen Niederungen unterbrochen.

Am Wege von Sądowa wisznia nach Jaworow, welcher über Schomlau führt, trifft man Löss noch bei Kobłów bis Murowanka. Von da an beobachtet man wieder Sande, welche bis zur Niederung des Szkło-Flusses anhalten, welcher hier zunächst aus dem Jaworower Teich kommend in ostwestlicher Richtung südlich von Jaworow und Nakoneczne vorbeifliesst.

Dieser Sand ist sicher ein dem Alter nach diluviales Gebilde, zum Theil evidenter, stellenweise dünenartig zusammengefegter Flugsand, durchgehends aber fällt er nicht gerade überall in die letzterwähnte Kategorie. Ich habe wenigstens für einen Theil dieser Sande, welcher sich westlich des unteren Laufes des von Czerczy kommenden Baches, etwas südöstlich von Nakoneczne befindet, auf der Karte die Bezeichnung Glacial-Diluvium in Anwendung gebracht. Hier sieht man nämlich Hügel, welche aus zum Theil etwas gröberem Sande bestehen, welchem allerhand kleine Steinchen beigemischt sind, eine Bildung wie man sie

in Norddeutschland mit dem Namen Grand belegen würde. Die Steinchen, welche von Erbsengrösse bis Wallnussgrösse sind, bestehen aus gelbem oder weissem Quarz, kleinen Bruchstücken von Granit (darunter auch einem weisslichen Gestein mit hellem Glimmer), von rothem Feldspath, von röthlichen und dunklen Quarziten u. s. w. Sie sind nie völlig gerundet, sondern zeigen nur etwas gerundete Kanten. Die also geschilderten Gemengtheile des Sandes oder Grandes, welche weder im Wassergebiet der hier in Betracht kommenden Bäche, noch überhaupt in weitem Umkreis als Felsarten anstehend anzutreffen sind, lassen sich jedenfalls sehr gut auf die Felsarten, wie sie im nordischen Erraticum vertreten sind, zurückführen. Die Flugsande der Umgebung dürften in diesem Falle ihr Material den glacialen Sandablagerungen entnommen haben. Vielleicht werden wir auch für die früher erwähnten Flugsandbildungen gleich nördlich von Sądowa wisznia bei Kalumniaki und Bortiatyn ein Aehnliches anzunehmen haben, da uns auch dort eine tertiäre Sandunterlage zu fehlen scheint.

Bei Jaworow giebt es wieder etwas Löss. Der schon erwähnte Szkło-Fluss zeigt keinerlei Aufschlüsse. Er kommt aus der Gegend des östlich von Jaworow gelegenen Badeortes Szkło, bildet mit seinen Zuflüssen schon in dortiger Gegend einige kleine Teiche und später die grösseren Teiche Werch staw und Jaworowski staw.

Um das sumpfige Depressionsgebiet, welches in diesen Teichen seine Sammelbecken findet, breiten sich wieder vielfach Sande aus. Beispielsweise sind dergleichen westlich von Szkło in der Gegend des Militär-Sanatoriums vertreten, während bei Szkło selbst Löss entwickelt ist. Südlich von Szkło an der Kradu genannten Erhebung beginnen die Sande mächtiger aufzutreten, man kann sie von hier sowohl in der Richtung nach Bruchnal, als nach Mołoszkowice zu verfolgen, bei welchen Orten dann wieder der Löss beginnt. Die betreffenden Sandhügel machen ganz den Eindruck einer stellvertretenden Facies des letzteren.

Bereits H. Wolf hatte (Verhandlungen der geologischen Reichsanstalt 1860, pag. 30) solche Sande beobachtet. Unter den verschiedenen Orten ihres Vorkommens in Galizien führte er auch Sądowa wisznia an. Er sprach von den Lagerungsverhältnissen dieser Bildungen als von schwer zu ermittelnden und erwähnte, dass in der Ebene von Jaroslau und Blazow (ausserhalb unseres Gebietes) man häufig Strecken betrete, wo bald Löss, bald Sand erscheine, ohne dass man eine directe Ueberlagerung des einen durch den anderen nachweisen konnte. Aehnliche Beobachtungen und Schlüsse werden uns von anderen Forschern auch aus den Galizien benachbarten Gegenden Russlands mitgetheilt und nach Peters (Verhandl. 1860, pag. 109) wechseln mit dem Löss bei Waitzen in Ungarn Flugsande, welche dieselben Schnecken führen wie der Löss, eine für die Theorie wichtige Thatsache.

Damit beschliessen wir die geognostische Localbeschreibung.

Allgemeine Bemerkungen. Beiträge zur geologischen Entwicklungsgeschichte Galiziens.

Wer dereinst eine geologische Entwicklungsgeschichte Galiziens und der angrenzenden Landestheile zu schreiben unternimmt, wird in

erster Linie den bekannten und auch in unsern letzten Arbeiten schon einigemal betonten Gegensatz der geologischen Entwicklung des karpathischen zu dem ausserkarpathischen Gebiet des Landes im Auge behalten müssen. Er wird sich Rechenschaft darüber geben müssen, dass dieser Gegensatz zunächst in keinen unmittelbaren Zusammenhang mit der in relativ später Zeit eingetretenen allgemeinen Emporfaltung der Karpathen zu bringen ist, und dass der Unterschied der beiden Gebiete, welcher heute in den orographischen Verhältnissen Galiziens seinen Ausdruck findet, in früheren Epochen zwar fast dieselben Gebietstheile betroffen, sich jedoch in ganz anderer Weise manifestirt hat.

Diese Verschiedenheit beginnt schon bei den älteren Formationen. Die silurischen und devonischen Ablagerungen am Dniester in seinem podolischen Lauf finden kein Analogon in den Karpathen, ebenso wenig wie beispielsweise die krystallinischen Schiefer der Bukowina im ausserkarpathischen Gebiet vertreten sind, ein Umstand der in Verbindung mit Verhältnissen der Erzführung sogar auf die freilich noch gar nicht zu begründende Vermuthung einer wechselseitigen Vertretung beider Gesteinscomplexe zu führen schien. (Jahrb. geol. R.-A. 1876, p. 415.) Unter der näher liegenden Voraussetzung indessen, dass diese krystallinischen Schiefer älter sind, als die Silurschichten am Dniester, würde das betreffende Gebiet der Bukowina zur Zeit des Absatzes der letzteren Schichten trocken gelegen sein. Anders lagen dagegen die Verhältnisse zur Triaszeit, wo die Anwesenheit triadischer Bildungen von alpinem Typus in der Bukowina eine Meeresbedeckung dieses Landes andeutet, während das Fehlen derartiger Bildungen im ausserkarpathischen Galizien daselbst auf festländische Verhältnisse weist.

Wenn ferner nun auch in neuester Zeit jurassische Ablagerungen an einer Localität Podoliens entdeckt und beschrieben werden konnten, so scheint doch, abgesehen von dem Krakauer Gebiete, der grösste Theil des ausserkarpathischen Galizien frei von derartigen ohnehin nicht den ganzen Jura umfassenden Absätzen geblieben zu sein, während gleichzeitig, wie die verschiedenen Aufbrüche jurassischer Gesteine in den Karpathen beweisen, dortselbst das Jura-Meer mehr oder weniger Terrain bedeckte.

Mit dem Beginn der Ablagerung der Karpathensandsteine, das ist im Grossen und Ganzen mit der Neocomperiode, traten wohl, soweit dies der Gesteinswechsel bekundet, etwas geänderte physikalische Verhältnisse für dieses Terrain ein, aber bei dem völligen Fehlen unter- und der geringen Vertretung mittelcretacischer Bildungen im ausserkarpathischen Galizien muss das Verhältniss zwischen den festländischen und wasserbedeckten Theilen des Landes noch immer ein ähnliches wie zur Jura-Periode geblieben sein.

Erst zur Zeit des Absatzes der ältesten Sedimente der uns in vorstehender Schilderung bekannt gewordenen Schichten, erst zur Zeit des Absatzes der obersten Kreide änderte sich dies Verhältniss, insoferne damals offenbar sowohl der karpathische, wie der nichtkarpathische Theil Galiziens überfluthet gewesen sein muss, wenn wir nämlich berechtigt sind, die allgemeinere Anwesenheit zeitlicher Aequivalente der Lemberger Kreide in einem Theil der Karpathensandsteine zu vermuthen. Aber auch dann sehen wir wenigstens, dass in den beiden in unserer

Besprechung immer entgegengesetzten Landestheilen sehr verschiedene Ausbildungsformen der Gesteine herrschen, dass also die Differenzirung dieser Landestheile aufrecht erhalten bleibt.

Wir werden sogleich Veranlassung nehmen, den ferneren Wechsel der Meeresbedeckungen in Galizien zu skizziren und dabei auch den nochmaligen Rollenaustausch zu beleuchten, der zeitweilig zwischen dem karpathischen und ausserkarpathischen Gebiet stattgehabt hat in dem Sinne, dass z. B. die spätere Meeresbedeckung des ausserkarpathischen Theiles zur Miocänzeit mit einer Festlandserhebung des karpathischen gleichzeitig erscheint, während früher das Umgekehrte stattfand. Wir wollten aber diese Beziehungen hier in den einleitenden Betrachtungen zu unseren allgemeinen Schlussbemerkungen nur vorgreifend streifen, so weit als nöthig ist, um hervorzuheben, dass der besprochene Gegensatz in der geologischen Entwicklung jener beiden Landestheile sich von den ältesten bis in die neuesten Zeiten forterbt. Die nähere Ausführung und Auseinandersetzung der diesbezüglichen hier nur angedeuteten Verhältnisse für die älteren Epochen liegt unserer heutigen Aufgabe fern, nur für die jüngeren Zeitalter, welche durch die in dem beschriebenen Gebiet vertretenen Formationen repräsentirt werden, mögen im Verlauf der vorzunehmenden Auseinandersetzung einige Gesichtspunkte gewonnen werden.

Ehe wir aber auf diese mit der Charakteristik der einzelnen Formationen sich beschäftigende Auseinandersetzung eingehen, will ich noch anknüpfend an das Vorstehende eine allgemeine Frage kurz berühren, welche mit dem geschilderten Gegensatz in der Entwicklung der beiden Landstriche in einiger Verbindung zu stehen scheint. Es wird nämlich einst erörtert werden müssen, in welcher Weise die für Galizien so deutlich hervortretenden Oscillationen in der alternirenden Meeresbedeckung zweier angrenzender Gebiete sich mit den neuerdings wieder discutirten Theorien über die Existenz oder Nichtexistenz der sogenannten secularen Hebungen oder Senkungen werden vereinen lassen. Es will auf den ersten Blick scheinen, als ob jene Verhältnisse der Theorie von wirklichen Bewegungen des Bodens das Wort reden würden, wobei man sich ja im Princip ganz gut auch mit einer Veränderlichkeit des Meeresspiegels befreunden und sich vorbehalten könnte, die Ursachen solcher Bodenbewegungen nicht gerade im älteren Sinne in vertical wirkenden Kraftäusserungen zu finden.

Wir kommen auf diese Frage der secularen Hebungen gelegentlich der Besprechung unseres Glacialdiluviums noch einmal kurz zurück, für jetzt aber wollen wir uns nicht in Auseinandersetzungen verlieren, welche nicht gerade im nächsten Zuzammenhange mit unserem diesmaligen Thema stehen, und wenden uns deshalb sofort zur Discussion der allgemeineren Gesichtspunkte, die sich unmittelbar aus dem Auftreten der in unserem Gebiet vorkommenden Formationen ergeben mögen.

Ueber das sichtbar älteste Glied der beschriebenen Ablagerungen, über den senonen Kreidemergel, ist da freilich nicht viel Neues zu sagen. Das Allgemeinere seiner Charakteristik habe ich schon am Anfang der Arbeit in dem Abschnitt, welcher von den das Gebiet zusammensetzenden Formationen handelt, gegeben. Bemerken könnte man allen-

falls, dass die Beschaffenheit der podolischen oberen Kreide auf Bildungen in relativ tieferer See hinzuweisen scheint, als wir das für die eventuellen zeitlichen Aequivalente derselben Ablagerungen in den Karpathen annehmen dürfen, dass demnach während der senonen Zeit im Gegensatz zu den nächst vorangegangenen mesozoischen Epochen der ausserkarpathische Theil Galiziens dem Meeresspiegel gegenüber in eine relativ tiefere Lage gerieth, als der karpathische. Damit harmonirt vielleicht auch die bedeutende Mächtigkeit der podolischen Kreide bei Lemberg, wo bei Kisielka nach Kner (l. c. p. 3) eine Bohrung in 63 Klafter Tiefe noch nicht die Basis des Mergels erreichte, während doch (namentlich in den Mittelkarpathen) die mittlere Gruppe der Karpathensandsteine, in deren oberem Theile die Vertretung des Senon gesucht werden müsste, stellenweise nur geringe Mächtigkeit erlangt. [1])

Nach dem Ende der senonen Zeit hat dann jedenfalls nochmals eine Verschiebung des Meeresspiegels stattgefunden, durch welche das in der älteren Kreide und der jurassischen Periode geherrscht habende Verhältniss zwischen den karpathischen und ausserkarpathischen Gebieten Galiziens wieder annähernd hergestellt wurde. Durch eine Anzahl von Beobachtungen an verschiedenen Stellen des von uns beschriebenen Landstriches wurde die Unebenheit und Buckligkeit der Oberfläche der Kreide selbst dort erwiesen, wo eine tertiäre Bedeckung die Kreide vor den Erosionswirkungen während der diluvialen und überhaupt der quartären Epoche schützte. Die Oberfläche der Kreide war also vor dem Absatz der in diesem Theile Galiziens entwickelten Miocänschichten bereits einer Modellirung durch Denudation ausgesetzt.

An einigen wenigen Stellen wie bei Podhajce (siehe Jahrb. der geol. Reichsanstalt, 1858, pag. 152) finden sich ausserdem direct über der Kreide tertiäre Süsswasserschichten mit Resten von *Cypris* und *Chara*. Lomnicki hat erst kürzlich (Verhandl. d. geol. Reichsanstalt, 1880, pag. 275) eine bestätigende Beobachtung in dieser Richtung gemacht.

[1]) Ich berufe mich diesbezüglich auf die Arbeit von Heinrich Walter („Ein Durchschnitt in den Mittelkarpathen"; Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt, 1880, 4. Heft) danach wäre z. B. bei Suszyca die mittlere Gruppe (Jamnasandstein) „nicht sehr mächtig" (pag. 637). Auf Seite 642 zeichnet Walter sogar ein Profil, wo die mittlere Gruppe gänzlich fehlt, und auf Seite 647 schreibt dieser Autor im resumirenden Theil seiner Arbeit wörtlich: „Indem die Sandsteine der mittleren Gruppe sehr schwach entwickelt sind, so findet man in diesem Theile der Karpathen wenige Felspartien . . . . ." Auch Herr Paul scheint ähnliche Beobachtungen gemacht zu haben, denn in einem seiner vorläufigen Reiseberichte (Verhandlungen der geologischen Reichsanstalt 1880, pag. 219) heisst es, dass in dem karpathischem Dniester-Gebiet nur ein einzigesmal eine Spur des massigen Sandsteines von Jamna in einer schmalen Zone angetroffen wurde. Es ist mir deshalb der Zweifel, den Herr Paul bezüglich meiner Deutung der geologischen Verhältnisse bei Rospucie (siehe Verhandlungen der geologischen Reichsanstalt 1880, pag. 255) in seinem Aufsatz über die ostgalizischen Petroleumvorkommnisse (Jahrbuch 1881) äusserte, nicht verständlich gewesen, denn dieser Zweifel gründet sich ausschliesslich auf die geringe Mächtigkeit, welche unter Annahme meiner Deutung die mittlere Gruppe in jener Gegend besitzen würde. Auch in Bezug auf einige kleinere Abweichungen, welche die Darstellung jener Verhältnisse durch Paul vor der meinigen auszeichnet, kann ich mich nicht entschliessen, meine Auffassung zu ändern, und ich mache bei dieser Gelegenheit nur noch darauf aufmerksam, dass die Aufklärung, welche Paul für die Altersdeutung bei Rospucie von der Qualität des dortigen Petroleums erwartet, in meinem Aufsatze schon zu finden war.

Diese Thatsachen werden eben nur verständlich, wenn wir annehmen, das heutige ausserkarpathische Galizien sei nach dem Ende der Kreidezeit ein Festland geworden. Damit stimmt dann überein, dass die tertiären Bildungen dieses Landestheiles nicht älter als die Ablagerungen der sogenannten Mediterranstufe des Wiener Beckens sind. Das Eocän sammt dem Oligocän in mariner Entwicklung fehlen daselbst. Man kann das heute wieder ohne Einschränkung behaupten, seitdem von Hilber nachgewiesen wurde, dass die früher von Lenz und Fuchs für oligocän gehaltenen Schichten von Baranow sicher den mediterranen Tertiärbildungen angehören.

Der ausserkarpathische Theil Galiziens (ich sehe bei dieser Schilderung immer ganz ab von der geologisch von dem übrigen Galizien ganz abweichend zusammengesetzten Gegend von Krakau) ragte also wieder über das Meer empor zu einer Zeit, als die Gegend der heutigen Karpathensandsteinzone, somit der grösste Theil des karpathischen Gebietes überhaupt noch vom Meere bedeckt war, abgesehen höchstens von einigen Ketten kleiner Inseln oder Untiefen, die von den der Sandsteinentwicklung vorausgängigen Juraschichten gebildet wurden, und welche wir heute als die jurassischen Klippen der Sandsteinzone bezeichnen [1]). Erst gegen das Ende der Oligocänzeit begannen die Berge der heutigen Sandsteinzone dem Meere zu entsteigen, wenn auch die Annahme gewissermassen submariner Bodenbewegungen innerhalb jener Zone schon vor dieser Zeit aus verschiedenen, hier nicht näher zu erörternden Gründen keineswegs ausgeschlossen bleibt.

Am Rande des podolischen Hügellandes gegen das weiland karpathische Meer befand sich damals noch ein eigenthümlicher Wall von älteren Gesteinen, deren Reste, wie ich in den älteren und den neueren Studien in der Sandsteinzone der Karpathen (Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt 1877, pag. 125 und 1879, pag. 291) nachwies, uns vornehmlich in gewissen Conglomeraten der miocänen Salzformation aufbewahrt wurden, übrigens zum Theile auch schon in manchen Breccien oder Conglomeraten der älteren Karpathensandsteine verfolgt werden können.

[1]) Ich vermag mich der von Neumayr in seiner Arbeit über den penninischen Klippenzug (1871) versuchten, etwas gezwungenen Deutung dieser Klippen als nachträglich durch den Sandstein durchgespiesster Kalknadeln nicht anzuschliessen, weil mir der mechanische Vorgang einer solchen Durchspiessung nicht klar ist. Es bleibt mir im Gegentheile das Wahrscheinlichste, dass wir in den Klippen die Andeutungen von Terrainfaltungen erkennen dürfen, welche nach Abschluss der Jura-Periode eintraten, vielleicht gar nicht überall in demselben Sinne und nach denselben Richtungen, wie sie später herrschend wurden, und dass diese präexistirenden Terrainerhebungen selbstverständlich den späteren, mit der Emporfaltung der Sandsteinzone verbundenen Terrainbewegungen sich nicht entziehen konnten, mit einem Worte, es bleibt mir wahrscheinlich, dass jene Klippen zum grossen Theile (abgesehen von den sogenannten Blockklippen) zur Zeit der Ablagerung der Karpathensandsteine wirklich in der vulgären Bedeutung des Wortes Klippen waren, wenn auch vielleicht zum grossen Theile nicht über den Meeresspiegel hervortretend. Dies näher zu begründen, würde mich hier freilich zu weit führen. Nur das Eine will ich bemerken, dass der angeblich so auffällige Mangel an Conglomeraten in der cretacischen Klippenhülle durch die Vorstellung, die Klippen seien vielfach submersirt gewesen, vielleicht eine befriedigende Erklärung findet, und doch war es hauptsächlich dieses Fehlen der Conglomerate, welches, wenn ich recht verstehe, die hier vertretene Ansicht von der tektonischen Natur der karpathischen Klippen nicht aufkommen liess.

Dieser Wall, der, wie gezeigt werden konnte, für die Erläuterung der so gänzlich heterogenen Beschaffenheit der ausserkarpathischen gegenüber den karpathischen Bildungen neben den skizzirten Oscillationen des Meerespiegels eine vermuthlich wesentliche Bedeutung besitzt, und dessen Spuren oder Analoga sich einerseits bis in die Grenzgebiete Rumäniens und Siebenbürgens, anderseits bis in die Schweiz in der Grenzzone zwischen alpinen und ausseralpinen Bildungen verfolgen lassen, verschwand jedenfalls in der Miocänzeit bis auf wenige uns glücklicherweise aufbewahrte Rudimente vollständig.

Damit sind wir an die Betrachtung der neogenen Absätze Galiziens gelangt, deren wechselnde Beschaffenheit und deren Verbreitungserscheinungen zu der Discussion besonders schwieriger, aber auch interessanter Probleme Veranlassung bieten.

Die Vertheilung von Wasser und Land war in dieser mitteltertiären Zeit eine andere geworden. Die Karpathen waren Festland und das ausserkarpathische Galizien war grösstentheils vom Meere bedeckt. Die miocäne Salzformation, obschon an manchen Stellen noch geradezu durch unmerkliche Uebergänge mit dem System der oligocänen Menilitschiefer vermittelt, beschränkt sich eben doch schon auf den Rand der Sandsteinzone, welche ihr gegenüber ein Uferland bezeichnet. Ihr Reichthum an Salz und Gyps beweist dabei deutlich genug, dass sie in einem theilweise abgeschlossenen Meerestheile sich absetzte.

Wären wir mit der Altersdeutung der galizischen neogenen Tertiärablagerungen so weit im Reinen, um sagen zu können, die Ablagerungen der Salzformation fänden in dem podolischen Hügellande keinerlei zeitliches Aequivalent, dann hätten wir mit Leichtigkeit auch die dem karpathischen Ufer gegenüberstehende Grenze des Meeres der Salzformation gegeben, dieses Meer würde dann einen äusserst schmalen Streifen zwischen dem Aussenrande der Karpathen und dem bewussten podolisch-galizischen Festlande gebildet haben. Es wäre eingeklemmt oder eingeengt gewesen zwischen einem in der Emporhebung begriffenen Gebirge und einem im Untersinken begriffenen, aber noch nicht völlig verschwundenen flachen Festlande.

Nun aber ist der Stand der Frage nach dem absoluten und relativen Alter der galizischen Neogenbildungen bisher ein ziemlich verwickelter gewesen. Eine kurze Darlegung der Ansichten, welche wir heute darüber zu haben im Stande sind, scheint für alle weiteren Betrachtungen über die geologische Geschichte unseres Gebietes unabweislich.

Wir wissen wohl längst, dass es Bildungen der mediterranen und der sarmatischen Stufe in den flachen, hügeligen Landstrichen Podoliens und der Bukowina gibt; neuerdings hat man, wenn auch in beschränkter räumlicher Ausdehnung, sogar Spuren von Congerienschichten daselbst entdeckt. Aber bezüglich der erstgenannten, der mediterranen Bildungen nämlich, herrscht noch mancherlei Unsicherheit, nicht betreffs ihrer Existenz im Allgemeinen, sondern betreffs ihrer Gliederung im Besonderen. Ueber die Zutheilung verschiedener dieser Schichtencomplexe zur sogenannten ersten oder zweiten Mediterranstufe, über die Parallelisirung der einzelnen Glieder untereinander und namentlich über die Stellung des podolischen Gypses sind mehrfach von einander so abwei-

chende Ansichten geäussert worden, dass es schwer fällt, bei einer zusammenfassenden Schilderung unter gleichmässiger Würdigung aller vorgebrachten Gründe sich ein feststehendes Bild von der Gesammtheit des galizischen Miocäns zu entwerfen.

In der letzten Zeit haben indessen die genauen stratigraphischen und paläontologischen Untersuchungen Hilber's viele Klarheit und Sicherheit über den fraglichen Gegenstand gegeben. Aus diesen Untersuchungen, die, wie zu hoffen steht, bald in vollem Umfange veröffentlicht werden, geht zunächst hervor, dass es innerhalb der mediterranen Ablagerungen Podoliens unmöglich ist, allgemein giltige stratigraphische Abtheilungen zu machen, und dass die theils petrographischen, theils faunistischen Verschiedenheiten innerhalb dieser Bildungen ausschliesslich Faciesverschiedenheiten sind.

Denselben Eindruck hatte auch ich gleich während der Untersuchung des speciell in vorliegender Arbeit abgehandelten Gebietes erhalten, wie aus meinem Reisebericht (Verhandl. der geol. Reichsanstalt, 1880, pag. 220) und aus einem späteren Vortrage (Verhandl. der geol. Reichsanstalt, 1881, pag. 37) hervorgeht. Genauer lehrt das auch ein Vergleich der voranstehend gegebenen Beschreibungen der verschiedenen Localitäten unseres Gebietes. Während z. B. bei Lemberg Sande vorwalten, herrschen bei Nawarya Kalke, während am Sandberge bei Lemberg festere Sandsteinlagen beinahe auf die obersten Bänke beschränkt sind, greifen am benachbarten Kaiserwalde kalkige Sandsteine schon etwas tiefer herab, die Kalke von Majerowka, östlich der Pohulanka haben in der nächsten Nähe von Lemberg am Sandberge kein petrographisches Analogon; wir kennen Nulliporenbänke in den untersten Lagen der fraglichen Ablagerung, wie zwischen Lemberg und Winniki und wir sahen dergleichen in relativ hoher Lage als Abschluss der Terrasse oberhalb Zniesienie und bei Lyczakow in der Gegend des Friedhofes. Um es kurz zu sagen, so stimmt beinahe kein Profil bezüglich seines Wechsels von Gesteinen mit anderen, selbst benachbarten Durchschnitten, innerhalb des in Rede stehenden Schichtencomplexes überein. Höchstens könnte man sagen, dass, wo wie in der Gegend von Żolkiew Braunkohle vorkommt, dieselbe im Ganzen den unteren Lagen des Neogen angehört.

Aehnlich ist auch die Fauna je nach den Localitäten in ungleicher Weise vertheilt, und es erscheinen die Abweichungen in der Fauna vielmehr an die Abweichungen der Gesteine als an bestimmte, vertical aufeinanderfolgende Niveau's gebunden. Wir kommen auf diesen Punkt sogleich noch zurück.

Eine Dreitheilung der betreffenden Ablagerungen, wie sie frühere Beobachter (Alth und Wolf) annahmen, erschien auch Herrn Barbot de Marny (Verh. der geol. R.-A. 1867, p. 175), der die Fortsetzung unserer Schichten auf russischem Gebiete studirte, als praktisch nicht durchführbar.

Was sich wohl zunächst aus Vorstehendem ergibt, ist, dass die fraglichen Ablagerungen sich in einem seichteren Meere nicht allzu entfernt von Küsten gebildet haben müssen, sonst wären so rapide, und andrerseits meist auf den engsten Raum localisirte Facieswechsel kaum möglich gewesen. Die Mächtigkeitsverhältnisse unserer Miocänschichten sprechen

auch nicht gegen die vorgebrachte Annahme. Bei Lemberg beträgt die Gesammtmächtigkeit des Tertiärs 100 Meter oder doch nicht viel darüber, ist also keine aussergewöhnliche. Das Zunehmen des Kalkes gegen Südwest zu in der Gegend von Obroszyn und Nawarya, das Prävaliren der Sande im Norden bei Lemberg und bei Janow, endlich der Umstand, dass noch weiter nach Südwest, jenseits der Kalke am Karpathenrande (z. B. bei Kossow, Myszyn, oder endlich bei Wieliczka) wieder Sande sich einstellen, so dass die kalkige Entwicklung gleichsam in die Mitte genommen erscheint, mag auch ein beachtenswerthes Moment zur Beurtheilung der geologischen Geschichte Galiziens darstellen. Es führt uns dies zur Vermuthung, dass, da die Sande mehr den Littoralzonen der verschiedenen Absatzgebiete angehören, der nördliche Uferrand unserer Mediterranablagerungen nicht allzuweit vom Rande des Lemberger Plateau's entfernt gewesen sein mag, wenn er auch mit diesem Plateaurande keinesfalls zusammenfällt, wie sich Stur (Verhandl. der geol. Reichsanstalt, 1860, pag. 27) gedacht zu haben scheint.

Ebenso wenig, wie mit den verschiedenen Sedimentgesteinen lässt sich mit Hilfe der paläontologischen Funde eine feste Eintheilung der marinen Miocänschichten Podoliens, oder überhaupt Galiziens begründen. Wir halten uns hier an die kritischen Studien Hilber's (Verhandl. geol. Reichsanst. 1881, Nr. 8).

Die fossilführenden Schichten des Kaiserwaldes gehören demnach zu einer Gruppe von Schichten, welche vornehmlich durch das Auftreten von *Pecten scissus E. Favre* bezeichnet wird. Sie liegen in der Reihenfolge der besprochenen Bildungen sehr hoch und vertreten meiner Ueberzeugung nach wenigstens zum Theil den oberen Sand des Sandberges. Dieselbe Fauna führen aber auch beispielsweise die Schichten von Baranow in Ost-Galizien, welche dort unmittelbar über der Kreide liegen und eine Zeit lang für oligocän gehalten wurden. Auch am Eisenbrünndl gehört eine ähnliche Fauna in ähnlichem Gesteine wie am Kaiserwalde sicher den obersten Ablagerungen des dortigen Tertiärs an, wenn ich auch der Meinung bin, dass die daselbst den oberen Abschluss des Tertiärs bildenden Schichten etwas tiefer liegen, als die obersten Schichten am Kaiserwalde, am Sandberge oder an der Czartowa Skała.

Bei Holubica, einer Localität, welche in das Aufnahmsgebiet des Dr. Hilber fiel, liegen ähnliche Schichten mit *P. scissus* über Sanden, welche ihrer Fauna nach der sog. zweiten Mediterranstufe angehören, und Nulliporenkalken. Am Kaiserwald liegen Schichten, welche sich durch das gesellige Auftreten von *Ervilia pusilla Phil.*, *Modiola Hoernesi Rss.* und *Nuclea nucleus Linn.* auszeichnen, unter den Schichten mit *Pecten scissus* oder wechsellagern mit der untersten Abtheilung dieser Schichten. Zu Lahodow, nördlich von Przemyslany (einer von Herrn Hilber studirten Localität ausserhalb unseres Gebiets) treten ganz analoge Schichten (Ervilienschichten), deren Habitus an die sarmatischer Ablagerungen erinnert, über einer mächtigen Sandsteinbildung auf, welche der zweiten Mediterranstufe angehört. Sie bilden an verschiedenen Punkten Galiziens auch eine bezeichnende Begleitschichte des Gypses.

Die verschiedenen Ansichten, welche über das Alter des podolischen Gypses verlautbart wurden, erklären sich darnach auf das Genügendste, namentlich, wenn man berücksichtigt, dass diesem Gyps kein absolut constantes Niveau innerhalb der miocänen Schichtenreihe jener Gegenden zukommt, was später noch besprochen werden soll.

Wir haben es mit Faunen zu thun, welche theils einen Charakter besitzen, wie er der sog. ersten Mediterranstufe eigen ist, sofern wir den Schlier mit R. Hoernes und Anderen dieser Stufe zutheilen wollen, theils aber den ausgesprochenen Charakter der zweiten Mediterranstufe an sich tragen, oder welche endlich von sarmatischem Habitus sind. Diese verschiedenen Faunen sind in Wechsellagerung, und zwar kommt es bisweilen vor, dass Schichten, deren organische Einschlüsse nach den hergebrachten Ansichten ein höheres Alter würden voraussetzen lassen, sich gerade in der oberen Abtheilung der ganzen Schichtenreihe finden. Je nach den Localitäten, an welchen ein Beobachter den podolischen Gyps untersuchte, konnte er dann leicht diesen Gyps in die erste, in die zweite oder gar in die sarmatische Stufe stellen. Von letzterer kann allerdings bei dieser Frage heute keine Rede mehr sein.

Was folgt nun aus den hier kurz resumirten Thatsachen? Herr Hilber meint in der Schlussfassung seines Aufsatzes (l. c. pag. 130), der podolische Gyps falle in die zweite Mediterranstufe, da in dem galizisch-podolischen Plateau die Begrenzungsschichten des Gypses mit einer Schlierfauna über Schichten der zweiten Mediterranstufe auftreten. Sollte man nicht noch einen Schritt weiter gehen dürfen und sagen, die Verhältnisse in Galizien sprechen dafür, dass die bisher angenommenen beiden Mediterranstufen unseres marinen Miocäns überhaupt nicht als vertical aufeinanderfolgende Horizonte existiren!

Man hat diese beiden Mediterranstufen bisher in Oesterreich nirgends übereinander gefunden, an keinem Punkte des Wiener Beckens liegt die zweite über der ersten, jetzt, wo in Galizien Faunen gefunden werden, welche beiden Stufen entsprechen, und wo diese Faunen thatsächlich in directer Ueberlagerung beobachtet werden, stellt sich heraus, dass sie an eine bestimmte Aufeinanderfolge nicht gebunden sind.

Herr Hilber sagt ferner: „Der Schlier vertritt wahrscheinlich die erste Mediterranstufe, sicher die untere, vielleicht auch die obere Abtheilung der zweiten.“ In der Sache hat Hilber hier Alles gesagt, was sich sagen lässt, vielleicht wäre es in der Form consequent, es auszusprechen, dass die beiden Mediterranstufen sich gegenseitig vertreten.

Es wäre höchst wünschenswerth, wenn diese hier direct aufgeworfene Frage von speciellen Tertiär - Paläontologen eingehend studirt würde, gewiss sind solche Fachmänner, denen in dieser Hinsicht die nöthige Autorität zur Seite steht, vor Anderen berufen, die Frage zu entscheiden, ganz ohne Beziehung auf allgemeine geologische Gesichtspunkte hin ist sie freilich nicht zu lösen.

Für die Beurtheilung der geologischen Geschichte Galiziens ist es jedenfalls von principieller Bedeutung, welcher Auffassung man sich diesbezüglich zuneigt, und da die Verhältnisse der miocänen Salzformation

am Aussenrande der Karpathen in jener Geschichte eine nicht unwesentliche Rolle spielen, so lässt sich nicht läugnen, dass bei der Voraussetzung, die beiden sogenannten Mediterranstufen seien, zeitlich gesprochen, eine und dieselbe Stufe, unsere Auffassung der ganzen Sachlage ausserordentlich an Klarheit und Einfachheit gewinnt. Wenn die karpathische Salzformation im Ganzen und Grossen ein zeitliches Aequivalent der podolischen Miocänbildungen ist, so findet die Anwesenheit zahlreicher Gypslager innerhalb des podolischen Miocäns eine ganz plausible Erklärung, denn diese Gypse weisen nothwendig auf eine gewisse Verwandtschaft der Absatzbedingungen der beiden verglichenen Bildungen hin, und dann entfallen die Schwierigkeiten, welche bezüglich der Beziehung dieser Gypse zu der Salzformation sich einigen der bisherigen Beobachter aufdrängten, von selbst. Namentlich aber wird damit ein so zu sagen paläogeographisches Bedenken behoben, welches sich Jedem entgegen stellen muss, der nicht ausschliesslich, sei es die rein paläontologische, sei es die rein stratigraphische Seite der Frage, im Auge behält.

Wie nämlich weiter unten noch erörtert werden soll, hängt das rumänische Mediterranbecken mit dem galizischen zusammen, und auch dort finden sich die hierher gehörigen Salzlager nur am Karpathenrande. Welche unzukömmliche Vorstellung würde es nun sein, wenn wir den der neogenen Salzformation entsprechenden Meerbusen uns als einen meist kaum eine halbe Meile breiten, dafür aber gegen 150 deutsche Meilen langen, gekrümmten Canal denken müssten, auf der karpathischen Seite von Gebirgen, auf der andern von flachen Ufern eingefasst! Diese unzukömmliche Vorstellung wird aber eine nothwendige, wenn das zeitliche Aequivalent der Salzformation in dem ausserkarpathischen Hügel- oder Flachlande fehlt; ist dasselbe jedoch vorhanden, dann gelangen wir zur Annahme eines grösseren Meerbusens, dessen später noch zu besprechende Umrisse für unsere geographischen Anschauungen nichts Auffallendes mehr besitzen.

In neuerer Zeit hatte man sich gewöhnt, die karpathische Salzformation der sogenannten ersten oder unteren Mediterranstufe zuzutheilen, da die Fauna derselben, obschon bereits Reuss auf die Verwandtschaft der Reste von Wieliczka mit denen von Baden hingewiesen hatte, mit der Fauna des Schlier die nächste Verwandschaft zeigte. Ich selbst habe im Verein mit Herrn Paul bei unseren Arbeiten über die Sandsteinzone der Karparthen mich jener hergebrachten Auffassung angeschlossen, denn abgesehen von den paläontologischen Beweisen sprach noch ein stratigraphischer Grund für diese Auffassung.

Bereits in der ältern der genannten Arbeiten über die Karpathen wurde nämlich der bezüglich mancher Gesteinsvarietäten bestehende enge Zusammenhang der Ablagerungen der Salzformation mit den zunächst darunter liegenden Schiefern und Sandsteinen der karpathischen Menilitschiefergruppe betont; bestimmter habe ich dann diesen Zusammenhang gelegentlich der Besprechung des Petroleumvorkommens von Dragomir in der Marmarosch (Verhandl. d. geol. R.-A. 1878, p. 323) hervorgehoben. Ich schrieb damals im Hinblick auf gewisse, den bezeichnenden Gesteinstypen der Menilitschiefer entsprechende Schiefereinlagerungen in der Salzformation: „Die Sache ist an sich nicht un-

interessant, weil sie andeutet, dass trotz der in der Art der Verbreitung beider Formationen sich ausprägenden Discordanz doch eine allmälige Verknüpfung der physikalischen Bedingungen stattgefunden hat, unter welchen diese Formationen zum Absatz gelangten." Die Salzformation erschien uns also als im Alter zunächst und unmittelbar über den der Hauptsache nach oligocänen Gesteinen der Menilitschiefergruppe folgend und unter der Voraussetzung, dass es eine ältere und eine jüngere Abtheilung der Mediterranstufe gäbe, mussten wir in ihr unbedenklich eine Vertretung der älteren dieser Stufen erwarten, da die Annahme einer Lücke zwischen Menilitschiefern und Salzformation unstatthaft war.

Galten nun aber früher andrerseits die marinen Schichten des podolischen Miocäns mit ihren Nulliporenbänken als zur oberen Mediterranstufe gehörig, so schien der Gedanke einer Parallelisirung der beiden besprochenen Schichtgruppen damals so ziemlich ausgeschlossen. Endlich hat aber die Discussion über die Frage nach dem Alter des podolischen Gypses die Starrheit der älteren sich zum Theil entgegenstehenden Anschauungen beseitigt und einer viel elastischeren Auffassung zum Recht verholfen.

Die genauere Präcisirung der Stellung jenes Gypses hat die Autoren, welche sich mit dieser Aufgabe versuchten, in der That zu Schlussfolgerungen veranlasst, die sich niemals allgemein anwendbar erwiesen. Ueberhaupt laboriren ja manche der älteren Arbeiten über das podolische Tertiär daran, dass die Beobachtungen an einzelnen Profilen bezüglich der Gliederung jener Schichtengruppe zu schnell verallgemeinert wurden.

Im Jahre 1858 (siehe Jahrb. d. geol. Reichsanst., pag. 153) meinte Alth in seiner höchst verdienstlichen und für die allgemeine Altersdeutung des podolischen Gypses klärenden Arbeit über die Gypsformation der nordkarpathischen Länder, unser Gyps liege durchwegs über den Nulliporen, obwohl die ihm speciell bekannten Verhältnisse bei Lemberg zu dieser Ansicht, die er nur weiter östlich gewinnen konnte, gewiss nicht ermuthigten.

Im Russich-Podolien und Volhynien dagegen fand Barbot de Marny (Ergebnisse einer Reise durch Galizien, Volhynien und Podolien, Petersburg 1866, siehe Verh. geol. R.-A. 1867, pag. 175) den Gyps von Nulliporenkalken bedeckt, wie bei Czernokosicy und Lavalie.

Es hätte ungemein nahe gelegen, anzunehmen, dass solche entgegenstehende Beobachtungen sich nicht aufheben oder sich nicht auszuschliessen brauchen, auf diesen einfachen Ausgleich der Schwierigkeit ist aber merkwürdiger Weise Niemand verfallen.

Gerieth man aber schon bezüglich der Gypse innerhalb der ausserkarpathischen Bildungen in Widersprüche, so musste es noch weit schwerer werden, die eventuellen Beziehungen derselben zu den subkarpathischen Gyps- und Salzlagern zu ermitteln, oder überhaupt an solche Beziehungen zu denken.

Vermuthungen über solche Beziehungen scheint freilich schon Alth gehabt zu haben, allein es ist das Verdienst des Herrn Freiherrn O. v. Petrino, den ersten Anstoss zu jener erneuten Discussion gegeben zu haben. Er that dies mit seinem kleinen Aufsatze: „Ueber

die Stellung des Gypses in Ostgalizien und der Bukowina" (Verhandl. d. geol. Reichsanstalt 1875, p. 217). Petrefactenfunde, welche er über dem Gyps von Michalków am Dniester machte, bestimmten ihn, den Gyps als der oberen Abtheilung eingeschaltet zu betrachten, im Gegensatze zu der beispielsweise noch in der älteren Auflage von F. von Hauer's Geologie als möglich wiedergegebenen Ansicht, wonach dieser Gyps sarmatisch sein sollte. Er sprach aber auch gleichzeitig die Hoffnung aus, dereinst die von ihm „längst vermuthete Gleichaltrigkeit der ostgalizischen Gypse mit den am Fusse der Karpathen angehäuften Salzstöcken nachweisen zu können."

Im Jahre 1878 (Verh. geol. R.-A., p. 337) hat dann O. Lenz die Vermuthung dieser Gleichaltrigkeit ebenfalls ausgesprochen, da er in der Gegend von Stanislau, Tlumacz und Halicz den Gyps von einem Tegel bedeckt fand, unter dessen Einschlüssen er *Pecten scabridus* bestimmte, ein Name, welcher unter den Versteinerungslisten von Wieliczka gleichfalls figurirt. Dann hat auch Lomnicki (Verh. 1880, p. 272) sich mit der Frage beschäftigt und ist namentlich den etwaigen directen Verbindungen zwischen den Gesteinen der Salzformation und den mit dem podolischen Gyps verquickten Ablagerungen nachgegangen. Seine Ausführungen gipfeln im Wesentlichen darin, dass dem Alter nach „sämmtliche Gypsbildungen zu beiden Seiten des Dniesterflusses als oberste Glieder der subkarpathischen Salzformation zu betrachten" seien, und dass die auf dem Gyps liegenden Gypsthone dort, wo grössere Gypsstöcke fehlen, in der Nähe der Salzformation in die letztere übergehen. Nnr die eine Schlussfolgerung bei Lomnicki, dass nämlich die sogenannten Schichten von Baranow überall die Basis der Gypslager bilden, lässt sich in ihrer Allgemeinheit nicht mehr aufrecht erhalten, da, wie wir gesehen haben, die denselben entsprechenden Schichten vom Kaiserwalde bei Lemberg nicht nur nicht an der Basis, sondern sogar in der höchsten Abtheilung des dortigen Tertiärs auftreten. Jedenfalls lässt sich sagen, dass der südlich von Lemberg in nächster Nähe der Kreideoberfläche anstehende Gyps zeitlich um eine wesentliche Nuance älter ist, als die Schichten oben am Kaiserwalde.

Uebrigens spricht auch Lomnicki selbst von mächtigen Gypslagern, welche bei Przewoziec, 1½ Meilen von Kałusz, die senone Kreide überlagern, ohne Zwischenschiebung der sonst in ihrem Liegenden auftretenden tertiären Bildungen.

In den meisten Fällen freilich scheinen in Galizien die verschiedenen Gypsmassen mehr den oberen, als den unteren Theilen der hier in Rede stehenden marinen Miocänbildungen anzugehören, womit dann in einer gewissen Harmonie steht, dass bei der Saline Kalusz die Salz führenden Thone der dortigen subkarpathischen Salzformation nach Fötterle (Verh. d. geol. R.-A., 1868, p. 227) von einem ziemlich mächtigen Gyps überlagert werden. Einen solchen Gyps hat man dann den Hangend-Gyps der Salzformation genannt, doch ist nicht zu vergessen, dass Gypseinschaltungen in dieser Formation in sehr verschiedenen verticalen Abständen vorkommen.

Hilber, welcher der uns hier beschäftigenden Frage auch nicht ganz aus dem Wege ging, kam zu dem Schlusse, dass die oberen Theile der

subkarpathischen Salzbildung mit ihrem Hangend-Gypse[1]) „wahrscheinlich in die zweite Mediterranstufe" gehören. Das heisst, er überzengte sich von der nahen Beziehung jener Salzformation mit dem podolischen Miocän und den dem letzteren eingeschalteten Gypsen, wie denn die Schlierfauna der Salzformation ihr sicheres Aequivalent in den Faunen von Baranow und des Kaiserwaldes findet. Da nun aber die Salzformation aus den oben entwickelten Gründen, welche Herrn Hilber wohl bekannt waren, von Herrn Paul und mir als unmittelbar über den oligocänen Schiefer- und Sandsteinen der Karpathen folgend aufgefasst wurde, und da es auch von Seite der Paläontologen als ausgemacht galt, dass die Salzformation die sogenannte erste Mediterranstufe vertrete, so fand er, wenn ich ihn recht verstehe, einen versöhnenden Ausdruck für beide Anschauungen in einer idealen Theilung der in ihren Gliedern doch so innig zusammenhängenden Salzformation, indem er den oberen Theil dieser Formation der zweiten Mediterranstufe zuwies, den unteren, beliebig zu denkenden Theil aber der ersten Mediterranstufe überliess.

Man könnte sich auch mit dieser Auffassung allenfalls zufrieden geben, insofern damit doch eine wenigstens theilweise Gleichzeitigkeit des podolischen und des subkarpathischen marinen Miocäns zugestanden wird, denn das ist vom Standpunkt der Stratigraphie und für die Beurtheilung der geologischen Geschichte unseres Gebietes die Hauptsache. Es mag völlig zugestanden werden, dass die Salzformation ganz oder nahezu beide Mediterranstufen in verticaler Aufeinanderfolge repräsentirt, es muss nur dabei späteren Untersuchungen überlassen bleiben, die bezeichnenden und durchgehenden Unterschiede dieser beiden Stufen aufzufinden. Wenn aber die bisher vielfach der unteren Mediterranstufe zugewiesene Schlierfauna mit der Fauna der zweiten Mediterranstufe wechsellagert oder sich mit ihr mischt, wie das nicht blos in Galizien der Fall ist, sondern auch an anderen Orten nachgewiesen ist (vergleiche darüber die Literaturangaben bei Hilber, Verh. 1881, l. c. pag. 129), dann sind eben, für den Augenblick wenigstens, die Versuche, die galizischen Miocänbildungen in zwei Abtheilungen, entsprechend den beiden Mediterranstufen, zu gliedern, hoffnungslos, dann ist es das Beste, hier nur von einer Mediterranstufe zu reden.

So zweifelte auch Reuss (Die fossile Fauna der Steinsalzablagerung von Wieliczka, pag. 55 und 178) nicht an der Gleichaltrigkeit des galizischen Salzgebirges mit dem oberschlesischen Gypsgebirge, und dieses letztere ist denn doch nichts Anderes, als eine Fortsetzung unserer galizisch-podolischen Mediterranbildungen einerseits, während es andererseits mannigfache Beziehungen mit dem Wiener Becken bekundet.

Wir müssen abwarten, ob es gelingen wird, durch eine andere Gruppirung der zur ersten Mediterranstufe zu stellenden Bildungen die

---

[1]) Es ist mir nicht bekannt, ob nach den neuesten Beobachtungen dieser Hangendgyps ein constantes Wiederauftreten für alle galizischen Salzlager besitzt. Wenigstens wurde die Existenz eines sogenannten Gyps- oder Anhydrit-Hutes für Wieliczka, und andere Salzfundorte des subkarpathischen Gebiets von Reuss geleugnet. (Fossile Fauna von Wieliczka, p. 50.)

selbstständige Existenz dieser Stufe (vielleicht auf die Horner Schichten beschränkt) zu retten, z. B. durch Ausscheidung des als unzuverlässig sich erweisenden Schlier. Das werden unsere Paläontologen schon machen, soweit die Frage eine faunistische ist, soweit sie stratigraphisch ist, glaube ich nicht, dass eine neue Anwendung der uralten (1838) Faciestheorie von Gressly und Prévost gerade in Oesterreich principiellen Einwendungen begegnen dürfte. Bei reichen Mahlzeiten bleiben für neue, selbst unvorhergesehene Gäste immer noch einige Schüsseln übrig.

Suchen wir nun in allgemeinen Zügen die Nutzanwendung der vorangehenden Betrachtungen für die geologische Geschichte Galiziens zu machen, so ergibt sich, dass mit der Miocänzeit eine Verschiebung des bis dahin längs der karpathischen Zone ausgebreiteten Meeres gegen das podolische, seit Ende der Kreidezeit trocken liegende Gebiet zu eintrat, während das karpathische Gebiet über den Meeresspiegel auftauchte. Da diese Verschiebung von der karpathischen Seite her ihre Ausgangsbasis hatte, so kann man sich immerhin denken, dass der Beginn der Ablagerung der subkarpathischen Salzformation einen kleinen Zeitvorsprung vor dem Beginn der miocänen Ablagerungen in den von den Karpathen entfernteren Punkten hatte, und wenn diese Annahme zur Verschmelzung der vorhin entwickelten Ansichten über die genauere Parallelisirung der subkarpathischen und podolischen Tertiärgebilde beitragen kann, so soll mir das lieb sein. Ich zweifle nur daran, dass sich für die eventuell jenem Zeitvorsprung entsprechenden Ablagerungen ein bestimmter, stratigraphischer Ausdruck wird finden lassen.

Die Zone, in welcher die galizischen Salzlagerstätten liegen, repräsentirt gewissermassen die Mittellinie des Gebietes, über welchem das vor und nach dem Beginne der Miocänzeit in seiner Continuirlichkeit aufzufassende Meer seine räumliche Verschiebung vorzunehmen gezwungen wurde..

In Folge dieser räumlichen Stellung wird die genannte Zone für die Ablagerungen vor und nach der Miocänzeit zur Randzone, nämlich zur nordöstlichen Randzone für das in seinen Ablagerungen ältere karpathische, zur südwestlichen Randzone aber für das jüngere, podolische Gebiet. Auffällig ist, dass die so charakterisirte Zone, welche man, um mich so auszudrücken, als die Axe der Verschiebungen des Wasserspiegels bezeichnen könnte, mit jener merkwürdigen Terrainerstreckung zusammenfällt, in welcher wir das Auftreten des früher erwähnten, älteren Gesteinswalles kennen gelernt haben. Es scheint fast als ob dieser Umstand in einer freilich noch näher zu ermittelnden Weise von Einfluss auf die Localisirung des Processes der Salzbildung gewesen sei.

Dass der Niederschlag von Salz und Gyps aus dem Meerwasser auf eine partielle Isolirtheit des betreffenden Meeresbeckens einerseits und auf ein ziemlich trockenes Clima der Umgebungen desselben andererseits hindeutet, darf als bekannt vorausgesetzt werden [1].

---

[1]) Wenn mein hochverehrter Freund Herr Kreutz gelegentlich seiner Anfangs 1881 mit mir geführten Controverse über die galizischen Salz- und Oelvorkommnisse in dem Artikel über den Ursprung des Steinsalzes (Verhandlungen der geologischen Reichs-Anstalt Nr. 8, pag. 120) Gründe gegen den ursäch-

Schon während der Bildung der Karpathensandsteine, das ist also (abgesehen von der Bukowina, wo diese Sandstein- oder Flyschbildung, wie Mojsisovics und Vacek nachwiesen [Verh. d. geol. R.-A. 1879, p. 189] bis in den Jura hinabgreift) seit der neocomen Epoche, haben im Bereiche der heutigen Karpathen Bedingungen geherrscht, welche, wenn auch nicht dem Grade, so doch der Art nach den Bedingungen, unter welchen sich die neogene Salzformation absetzte, ähnlich waren. Auf die Gesteinsähnlichkeiten, welche die Salzformation mit den Karpathensandsteinen verknüpfen, haben wenigstens Herr Paul und ich wiederholt hingewiesen. Das Auftreten von Petroleum in verschiedenen Horizonten der Karpathensandsteine einerseits und in der Salzformation andererseits begründet nicht weniger eine innige Verwandtschaft der fraglichen Bildungen vom genetischen Standpunkte aus. Bis zur Erzeugung von Salzlagern kam es allerdings während der cretacischen und alttertiären Periode in den Karpathen nicht, wohl aber beweisen viele salzige Quellen in den Karpathen, und nicht minder die stets salzigen Schachtwässer in den Petroleumschächten (der Ropiankaschichten, oberen Hieroglyphenschichten u. s. w.), dass eine Imprägnation der betreffenden Absätze mit Salz stellenweise stattgehabt haben muss.

Die Steigerung der betreffenden physikalischen Verhältnisse theils bis zur Herstellung wirklicher Salzstöcke oder wenigstens eines durch und durch mit Salz imprägnirten Haselgebirges im Bereiche der neogenen Salzformation war also bereits vorbereitet und gewissermassen seit langer Zeit angekündigt, und wir sind demnach auch hier in der befriedigenden Lage, den ruhigen, von gewaltsamen Veränderungen freien Entwicklungsgang der Natur zu erkennen, der uns bei vorurtheilsloser Prüfung bezüglich der meisten Veränderungen auf der Erdoberfläche entgegentritt.

Die Gesteine des marinen Miocäns im podolischen Hügellande weisen in der Mehrzahl freilich keine Analogie mehr auf mit den

---

lichen Zusammenhang der galizischen Salzbildung mit dem Salzgehalt des Miocänmeeres in der zu geringen räumlichen Ausdehnung der betreffenden Meereszone im Gegensatz zur Masse des abgelagerten Salzes und Gypses findet, und wenn Herr Kreutz andererseits von wahrscheinlichen Communicationen jener Zone mit dem offenen Meer spricht, um die selbstständige Concentrirung des Salzgehaltes in jener Zone als unwahrscheinlich darzustellen gegenüber seiner Ansicht von einer Zufuhr des betreffenden Salzes vom Lande her, so beruht das auf einem Missverständniss der neueren Ansichten über die marine Bildung mächtiger Salzlager überhaupt. Diese Ansichten setzen nie voraus, dass die Menge des abgesetzten Salzes sich auf die einem bestimmten Meerestheil ursprünglich angehörige Salzmenge beschränke, sondern sie stellen eine Zufuhr von Salz aus benachbarten Meerestheilen als Erforderniss hin, setzen also gerade die von Kreutz hervorgehobenen Communicationen voraus. Es wird kaum nöthig sein, hier die diesbezüglichen Ausführungen von Baer, Ochsenius und mir zu wiederholen oder zu erwähnen, wie schon F. v. Hauer bezüglich der siebenbürgischen Salzlager zu einer der unseren sehr ähnlichen Ansicht gelangte. (Geologie von Siebenbürgen, pag. 39.) Zudem will ich diese Gelegenheit ergreifen, und anfragen, ob denn etwa auch die der Salzformation verbundenen Gypse einer Zufuhr gypshältiger Gewässer vom Lande her ihr Entstehen verdanken? Uebrigens ganz abgesehen von den Gypsen wären die riesigen Quantitäten von Salz erstaunlich, wie sie in der subkarpathischen Salzformation lagern, wenn dieselben ganz oder auch nur zum grössten Theil der Zufuhr mineralischer Wässer aus den Karpathen entstammen sollten, wie man nach Kreutz annehmen müsste. Ich überlasse das Urtheil über die hier berührte Meinungsdifferenz getrost den übrigen Fachgenossen.

älteren karpathischen und den jüngeren subkarpathischen Gebilden, immerhin aber deuten wenigstens die so zahlreichen Gypsmassen jenes Hügellandes auf Zustände des betreffenden Meeres und seiner Umgebung, welche vielfach verwandt sein mussten den Bedingungen, unter denen der Absatz der Salzformation im subkarpathischen Bezirke mehr oder weniger gleichzeitig von Statten ging. Eine gewisse Bedeutung für die Parallele der beiden verglichenen Bezirke haben vielleicht auch die schwachen Schwefelquellen des podolischen Gebietes, wie: Szklo, Lubien, Pustomyty [1]), welche an analoge, wenn auch graduell verschiedene Vorkommnisse des subkarpathischen Gebiets, wie an Swoszowice oder Truskawiec, zu erinnern geeignet sind.

Da es aber in Podolien nicht zur Salzbildung kam, oder wenigstens zu keiner bedeutenden, denn kleinere Salzniederschläge in den den Gyps begleitenden Thonen könnten zur Noth später durch Auflösung entfernt worden sein [2]), so muss wohl angenommen werden, dass der podolische Theil des Miocänmeeres etwas offener und freier war, als der subkarpathische. Es muss also die theilweise Abschliessung des letzteren von der offenen See eine noch ausgesprochenere gewesen sein, als die des podolischen Golfes, oder da der letztere ja doch mit der subkarpathischen Meereszone zusammenhing, so muss innerhalb des podolisch-subkarpathischen Golfes eine verstärkte Isolirung für die subkarpathische Zone desselben bestanden haben. Wie diese Isolirung bewirkt werden konnte, darüber freilich können wir vorläufig höchstens Vermuthungen hegen.

Möglicherweise war eine partielle Scheidung beider Zonen durch Untiefen und seichtere Stellen hergestellt, welche einer heut durch die Oberflächen-Ausfüllungen maskirten, den Karpathen parallelen, schwächeren Faltung entsprechen. Möglicherweise spielten auch aufragende Reste des früher erwähnten, erst während dieser Zeit völlig zerstörten älteren Gesteinswalles für die Abschliessung einzelner Meerestheile eine gewisse Rolle. Endlich wird dereinst bei der genaueren Entwirrung der physikalisch-geographischen Verhältnisse jener Zeit auch die Bedeutung der gewissermassen Riff bildenden Nulliporen berücksichtigt werden dürfen, durch deren an manchen Orten während längerer Zeit fortgesetzte Wachsthumsthätigkeit einzelne Partien des Miocänmeeres unter günstigen localen Verhältnissen noch stärker isolirt werden konnten, als andere. Dass aber unter den verschiedenen Ursachen, welche zur Concentration der im Meerwasser repräsentirten Lösungen, und somit zur Versalzung führen können, die topographischen Configurationen der Corallenriffe gehören, ähnlich, wie auch umgekehrt die Wachsthumsverhältnisse solcher Riffe durch diese Lösungsconcentrationen modificirt werden, ist heut kaum mehr zu bezweifeln. Die Atolls zeigen erfah-

[1]) Ueber die beiden ersten der genannten Quellen existiren aus älterer Zeit einige Mittheilungen von Torosiewicz, der auch eine zusammenfassendere Darstellung über galizische Mineralquellen (München 1850) verfasst hat. Ich konnte mir aber die betreffenden Publicationen nicht verschaffen.

[2]) Bei Kathrein in Schlesien, wo ein dem podolischen analoges Gypsvorkommen bekannt ist, war das Wasser, welches sich am Grunde eines dort abgeteuften Schachtes sammelte, etwas salzig, „was auf einen, wenn auch geringen Salzgehalt der durchfahrenen Schichten hinweisen würde." (Siehe Reuss: Fossile Fauna von Wieliczka, p. 56 in der Anmerkung.)

rungsmässig oft einen höheren Salzgehalt in ihrer Lagune, als dies im offenen Meere der Umgebung der Fall ist, worüber man auch die kleine Schrift von John Murray: on the structure and origin of Coral Reefs and Islands in den proceedings of the R. soc. of Edinburgh (vol. X, p. 511) vergleichen kann. Nach den Beobachtungen, welche O. Fraas (Aus dem Orient, Stuttgart 1867, pag. 191—195) bezüglich der Korallenriffe des rothen Meeres angestellt hat, muss der Absatz von Salz, Gyps, Schwefel und die auf animalische Reste zurückzuführende Entstehung von Petroleum im Bereiche dieser Absätze innerhalb der Lagunenzone jener Strandriffe ganz sicher vor sich gehen, und in jüngster Zeit vor sich gegangen sein, ein Factum, welches gerade im Hinblick auf die ölreiche und schwefelführende Zone unserer galizischen Salzformation nicht ganz ohne Interesse sein möchte. Da das rothe Meer ohnehin schon zu den Meeresbecken mit concentrirterem Salzgehalt gehört, so liegt überhaupt in dem Verhältniss desselben zu den noch stärker versalzenen Lagunen seiner Barrierenriffe eine annäherungsweise Analogie mit dem Verhältniss des Zustandes des galizischen Meeres, wie er hier aufgefasst wurde, zu der subkarpathischen Zone desselben. Ob es sich nun dabei in unserem Falle um wirkliche Korallen oder nur um Nulliporen handelt[1]), welche eine der der ersteren ähnliche Aufgabe lösen, ist ziemlich gleichgiltig.

Es tritt nämlich thatsächlich gewissenorts, namentlich beispielsweise längs der Linie Gródek, Obroszyn, Nawarya, Lopuszna, Rohatyn, eine so vorwiegend kalkige, durch Nulliporen ausgezeichnete Entwicklung an die Stelle der vorwiegend sandigen Bildungen der Miocänzeit an anderen Localitäten, dass eine Rücksichtnahme auf die dadurch bedingte topographische Gliederung des galizischen Beckens in jener Zeit ohnehin nicht auszuschliessen ist. Absperrungen von gesalzenen Lagunen können dadurch schon theilweise bewirkt worden sein.

Es liegt mir dabei natürlich ferne, die für die triadischen Ablagerungen Tirols von Richthofen und Anderen entwickelte Rifftheorie ohne Weiteres auf das Tertiärgebirge Galiziens zu übertragen [2]), ich will nur im Interesse späterer Untersuchungen einen der Factoren hervorheben, welcher bei Hervorbringung der Eigenthümlichkeiten dieser Tertiärbildungen mitgewirkt haben kann.

Unter der hier gemachten Voraussetzung der ungefähren Gleichalterigkeit der ausserkarpathischen- und der subkarpathischen mediterranen Miocänschichten Galiziens lässt sich die Geschichte der einen nicht mehr unabhängig von der der andern auffassen, und ich verhehle mir nicht, dass, wenn man da in Einzelnheiten sich vertiefen wollte, sich noch eine Reihe von Schwierigkeiten ergeben würden, welche zunächst in der Beschaffenheit der Salzformation liegend, für die Erläuterung auch der Entwicklung der uns hier zunächst interessirenden podolischen

---

[1]) Ueber ein riffartiges Wachsthum der Nulliporen in unserem Gebiet wären vielleicht auch die in der vorangehenden Localbeschreibung mitgetheilten Beobachtungen beim jüdischen Friedhof zu vergleichen.

[2]) Ich würde das schon deshalb nicht thun, weil die Ausführungen, in deren Gewand man neuerdings jene Theorie gekleidet hat, stellenweise im Widerspruche mit den neuesten Forschungen stehen, und deshalb heute in einigen Punkten bereits veraltet sind.

Gebilde von Belang sein könnten. Ich will davon Einiges andeuten; da dasselbe übrigens mit den Vorstellungen im Allgemeinen zusammenhängt, die wir über die physikalischen Vorgänge bei der Bildung von Salz- und Gypslagern uns bilden dürfen, so muss ich etwas weiter ausholen.

Diese Vorstellungen haben sich bekanntlich erst allmälig bis zu ihrer heutigen Gestalt entwickelt. Nachdem die plutonistische Auffassung Alberti's überwunden war und die Ansichten der Neptunisten, z. B. Bischof's, festen Fuss gefasst hatten, war man zwar (vereinzelte Speculanten bis in die neueste Zeit ausgenommen) von dem marinen Ursprunge der Steinsalzlager überzeugt; indessen blieb noch lange manche Unklarheit bestehen, wenn man sich die Vorgänge bei diesem Ursprung genau ausmalen wollte, namentlich kam man eine Zeit lang mit der Erörterung der oft grossen Mächtigkeiten des Salzes nicht zurecht, ehe es den zum Theil durch Bär's caspische Studien angeregten späteren Autoren gelang, den Nachweis zu führen, dass man nicht nöthig habe, an Meere von beispielloser Tiefe zu denken, durch deren einmaliges Verdampfen Salzrückstände von solcher Mächtigkeit sich gebildet hätten, sondern dass ein beständiges Zuströmen salzigen Wassers in ein starker Verdunstung ausgesetztes Becken vermuthlich ausreiche, um die beobachteten Effecte zu erklären.

Als Reuss über die Steinsalzablagerung von Wieliczka schrieb, kam er der Wahrheit oder vielmehr den heute von uns für wahr gehaltenen Ansichten schon sehr nahe (siehe seinen Aufsatz p. 48 und 49), insoferne er die Idee vom Austrocknen eines Meeres „von beispielloser Tiefe“ perhorrescirte und eine Zufuhr der Salze in das galizische Becken von aussen her annahm, allein er dachte sich noch nicht diese Zufuhr als mehr oder minder continuirlich, sondern er glaubte an ein gewissermassen ruckweises Nachschieben von Salzwasser in ein abgeschlossenes, der Verdunstung ausgesetztes Becken. Er sprach von einem „zeitweiligen Eintritt des Meeres“, von der Ueberfluthung trennender Dämme „zur Zeit hoher und stürmischer Meeresfluthen“ und von der jedesmaligen theilweisen Wiederauflösung der bereits gebildeten Niederschläge, und befand sich damit wohl in Uebereinstimmung mit den Anschauungen eines Theiles seiner Fachgenossen, obschon Volger (Das Steinsalzgebirge von Lüneburg, 1865, p. 14) gegen diese Vorstellung der „ab- und zulaufenden Meere“ bereits Bedenken erhoben hatte.

Uns erscheinen heute diese Bedenken nicht ungerechtfertigt, weil denn doch die Hypothese, der sich Reuss anschloss, etwas ungemein Gekünsteltes an sich hat, weil z. B. die durch Springfluthen über die Trennungsdämme hinweggeführten Wassermengen Angesichts der noch zu erörternden grossen Ausdehnung des galizischen Beckens kaum von Belang gewesen wären, und weil doch andererseits gerade für jene Trennungsdämme keine besondere Elasticität der Terrainoscillation angenommen werden kann. Indessen lässt sich nicht in Abrede stellen, dass die speciellen Verhältnisse der galizischen Salzformation bei erster Betrachtung der Reuss'schen Meinung einen Schein von Recht geben.

Wir haben da keine Steinsalzablagerung vor uns, bei welcher ähnlich wie ungefähr in Stassfurt die Reihenfolge der Niederschläge

mit den leichtest löslichen Bestandtheilen einer Salzlauge abschliesst, wir wissen im Gegentheil durch Fötterle (Verh. d. geol. R.-A., 1868, p. 228), dass zu Kalusz Kalisalze einen Horizont inmitten des dortigen Haselgebirges bilden, so dass sie von relativ schwerer löslichen Substanzen nochmals überlagert werden, und dass der jedenfalls schwerer als Salz lösliche Gyps dortselbst eine Hangendecke bildet. Auch hat bereits Reuss selbst Gründe angeführt, welche eine oftmalige Wiederholung derselben Concentrations- und Niederschlagsverhältnisse für Wieliczka beweisen sollen, wie die oftmalige Wiederkehr der Anhäufungen von Gyps oder Anhydrit, das Vorkommen organischer Reste in sehr verschiedenen Niveaus und die zerstückte, trümmerartige Beschaffenheit des Grünsalzes, welche ihm nur durch eine spätere Wiederauflösung schon gebildeten Salzes erklärbar schien.

Als Seitenstück zu den derartigen Verhältnissen im Salzgebirge können wir dann die Verschiedenartigkeit der Niveaus bezeichnen, welche im podolischen Gebiet der Gyps einnimmt, und es dürfte nicht bestritten werden, dass solche Thatsachen eine besondere Erklärung fordern, wenn auch vielleicht nicht ausschliesslich auf dem Wege, den Reuss einzuschlagen versuchte. Vielleicht hat man bei der Bewältigung verschiedener Probleme der Geologie bisher ein zu geringes Gewicht auf die Herbeiziehung meteorologischer Factoren gelegt. Vielleicht darf man annehmen, dass manche Schwankungen in den Löslichkeitsbezüglich Niederschlagsverhältnissen eines Salz absetzenden Beckens mit Unregelmässigkeiten nicht der Salzwasser-, sondern der Süsswasserzufuhr zusammenhängen. Aenderungen, welche im Laufe der Zeit hinsichtlich der in einem Gebiet fallenden Regenmenge eintreten oder bei localeren Erscheinungen auch solche, welche in der Mündungsverschiebung von Flüssen liegen, mögen zur Erklärung der besprochenen Erscheinungen immerhin besser beitragen, als die Annahme einer wiederholten marinen Ueberfluthung der von Reuss supponirten Trennungsdämme.

Diese hier in den Vordergrund geschobene Annahme von zeitweilig wechselnden meteorologischen Bedingungen kann bei dem gegenwärtigen Stande der Wissenschaft wenigstens einem principiellen Einwande nicht mehr begegnen. Bereits Richthofen hat bei Besprechung der chinesischen Lössbildungen (China, I. Bd., pag. 100) Thatsachen namhaft gemacht, welche für ein periodisches Auftreten von relativ stärkeren atmosphärischen Feuchtigkeitsniederschlägen während des Anwachsens der Lössabsätze sprechen, und mit kaum widerlegbarer Schärfe hat der Botaniker Axel Blytt in seinem Aufsatze über die Theorie der wechselnden continentalen und insularen Climate (Engler's botanische Jahrbücher, 2. Bd., Heft 1 und 2, Leipzig 1881) auf Grnnd sorgfältiger Untersuchungen in den skandinavischen Torfmooren eine derartige Periodicität etwas feuchterer und etwas trockenerer Zeitläufe constatirt.

Man braucht in unserem Falle den zeitweiligen Wechsel niederschlagsreicherer und trockenerer Perioden während der Salz- und Gypsbildung sich durchaus nicht so zu denken, dass sich meteorologische Extreme gegenüber gestanden hätten, ein Schwanken innerhalb gewisser Grenzen auf der Seite des einen Extrems, nämlich der Trockenheit des Climas, genügt wahrscheinlich, um die Alternanz der physikali-

schen Bedingungen zu erklären, von welcher wir in der Natur unserer galizischen Tertiärbildungen die Belege finden.

Sind unsere heutigen Vorstellungen von der Genesis der Salz- und Gypslager nach Art gewisser recenter Vorgänge richtig, so darf der Versuch, dieselben auf einen bestimmten Fall der geologischen Vergangenheit zu übertragen, uns in keinerlei Widersprüche verwickeln. Zur endgiltigen Aufklärung der Verhältnisse des galizischen Miocäns und namentlich zum Verständniss seiner durch die Absätze von Salz und Gyps angedeuteten partiellen, räumlichen Isolirung wäre desshalb vor Allem auch die genaue Kenntniss seiner eventuellen Ufergrenzen einerseits und seiner nothwendigen Communicationen mit dem offenen Meere andererseits erforderlich.

In dieser Hinsicht empfinden wir freilich die zurückgebliebene Kenntniss mancher benachbarten, namentlich ausserösterreichischen Gebiete als einen Mangel, doch stehen wir jener Aufgabe nicht mehr völlig rathlos gegenüber.

Sicher hat eine Verbindung des galizischen marinen Miocänbeckens nach Mähren hinein bestanden.

Durch diese Verbindung hing jenes Becken mit dem offeneren Miocänmeere der Gegend von Wien zusammen. Andererseits ist eine Verbindung des galizischen Beckens mit dem Bereich der stellenweise Gyps führenden sicheren Mediterranbildung Oberschlesiens erwiesen, wo die Ablagerungsgrenzen des Miocäns gegen das ältere Gebirge meist ziemlich genau ermittelt sind.

F. Römer hat in seiner Geologie von Ober-Schlesien (p. 370) darauf aufmerksam gemacht, wie ausserordentlich schmal die Communication des oberschlesisch-galizischen Miocänbeckens mit dem mährisch-österreichischen sei. Zwischen Mährisch-Ostrau und Prerau einerseits von den Karpathensandsteinen der Beskiden, andererseits von den Culm-Grauwacken und den paläozoischen Schichten des Sudetensystems begrenzt, hat dieser heut zumeist von Diluvium bedeckte tertiäre Verbindungsstreifen in der Regel kaum mehr als eine Meile Breite, bei Weisskirchen sogar nur eine halbe Meile. Gelänge es uns also, zu zeigen, dass das galizische Mittelmeer andere Communicationen nicht, oder nur in beschränktem Grade besitzen konnte, so wäre eine der wesentlichsten Bedingungen erfüllt um die annähernde Isolirung dieses Beckens in der Art des heutigen Mittelmeeres oder des Karabugas festzustellen.

Es unterliegt keinem Zweifel, dass das galizische Mediterranbecken sich auch über den südwestlichen Theil des heutigen Russisch-Polen erstreckte. Herr St. Kontkiewicz hat dort sogar „auf eine lange Strecke sehr genau das nördliche Ufer des ehemaligen Mittelmeeres verfolgt“. (Verh. d. geol. R.-A. 1881, p. 67.) Die Uferlinien sind dort vielfach ausgebuchtet und die Buchten von Lithothamnium-Mergeln erfüllt. Bemerkenswerth ist auch in jenen Gegenden das Vorkommen von Gypsen, welche nach Kontkiewicz in den oberen Lagen der marinen, von ihm zur zweiten Mediterranstufe gerechneten Bildungen vorkommen. Für die nordöstlich von Galizien gelegenen Gebiete Volhyniens besitzen wir in der von Kontkiewicz (Verh. d. geol. R.-A. 1881, p. 84) kritisch besprochenen Karte Ossowsky's einige schwache Anhalts-

punkte, denen zufolge Schichten der Mediterranstufe noch in einem schmalen Streifen an der galizischen Grenze vorkommen sollen. Im Uebrigen ist der Nachweis des Vorkommens von Schichten der Leithakalkgruppe für Volhynien und Russich-Podolien wohl zuerst von Barbot de Marny (l. c.) geführt worden, der z. B. bei Wichwanetwetz und Kurschewka einen circa 100 Fuss mächtigen Nulliporenkalk fand. Bei Potczajew, Gebiak, Kitaigorod, Bakotskoje liegen diese und die damit verbundenen marinen Miocänschichten auf der Kreideformation, bei Satanow und Husiatyn auf Silur. Gegen diese älteren Formationen grenzt dort das Miocän discordant sich ab. Es ist mir aber nicht bekannt, ob es schon gelungen ist, daselbst überall die genauen Uferlinien zu bestimmen. In seiner geologischen Beschreibung des bessarabischen Gebiets (in russischer Sprache, Odessa 1873, vergl. Barbot de Marny: Fortschritte in der geolog. Beschreibung Russlands in den Jahren 1873 und 1874, pag. 31) hat Sinzow ferner gezeigt, dass auch noch im nordwestlichen Theile Bessarabiens Nulliporenschichten in bedeutender Entwicklung vorhanden sind. Doch scheint dies Gebiet schon zur äussersten Grenze der Verbreitung unserer Schichten zu gehören. Jedenfalls folgt dann weiter südöstlich von allen diesen Landstrichen der grosse südrussische Gneiss-Granitzug, der, obschon noch vielfach von jüngeren tertiären Gebilden bedeckt, doch der Ausbreitung des mediterranen Miocäns sicherlich Grenzen gesetzt hat.

In der Bukowina ferner sind dann zwar noch am Karpathenrande, z. B. bei Kaczika, Bildungen der neogenen Salzformation bekannt, allein Gebilde vom ächten Typus des podolischen mediterranen Miocäns sind nicht mehr allseitig mit Sicherheit nachgewiesen worden. Herr Paul hat leider bei seinen Untersuchungen daselbst das Sarmatische von dem Mediterranen auf der Karte nicht getrennt. Fötterle wollte dort sogar durchwegs nur von sarmatischen Ablagerungen sprechen. Das scheint allerdings zu weit gegangen zu sein, denn Herr Paul nennt wenigstens (Geologie der Bukowina, Jahrb. d. geol. R.-A. 1876, pag. 325) einige Punkte, wo er unter den Schichten des flachen Hügellandes eine Vertretung der mediterranen Altersstufe annimmt. So bleibt immerhin die Hoffnung oder schon wegen der bessarabischen Vorkommnisse die an Sicherheit grenzende Wahrscheinlichkeit, dass es in der Zukunft gelingen werde, eine Verbindung des galizischen Mediterranbeckens durch die Bukowina und über dieselbe hinaus nach der Moldau nicht blos längs des Karpathenrandes, sondern auch im Bereiche des ausserkarpathischen Hügellandes zu ermitteln.

Ueber Rumänien besitzen wir leider vorläufig noch die wenigsten im Sinne einer engeren Stratigraphie brauchbaren Daten, doch ist das Auftreten von Bildungen, die der Salzformation entsprechen, am dortigen Karpathenrande sichergestellt, sowie auch durch Pilide (Jahrb. d. geol. R.-A. 1877, pag. 134) das Vorkommen von Leithakalken bei Slanik, und durch Stefanesco das Vorkommen ähnlicher Kalke und mariner Tegel bei Bahna in der Gegend von Orsowa ermittelt wurde. Da in dem letzteren Falle die betreffenden Schichten direct auf Glimmerschiefer ruhen sollen, so wäre dort wieder ein Ufer- oder Grenzpunkt für Ablagerungen gefunden, welche aller Wahrscheinlichkeit nach mit unseren galizischen Miocänbildungen im Zusammenhange stehen.

Ob aber dieses galizisch-rumänische Becken, wie wir es nennen könnten, gegen das Gebiet des schwarzen Meeres zu offen war, ob und wie es nach dieser Seite eine Verbindung mit anderen Meerestheilen hatte, darüber wäre es voreilig, eine bestimmte Meinung zu äussern. Die Vermuthung ist jedoch zulässig, dass eine solche Verbindung nicht oder doch nur in beschränkter Weise bestand.

Um für eine solche Vermuthung Anhaltspunkte zu schaffen, scheint es wünschenswerth, die Zwischenregion zwischen dem Gebiet alter Gesteine am Bug und Dniester in Südrussland einerseits und der Gebirgserhebung der Dobrudscha andererseits bezüglich ihres durch jüngere Ablagerungen oder durch Wasserbedeckung freilich sehr maskirten inneren geognostischen Charakters ins Auge zu fassen. Hören wir, was Blöde (Neues Jahrb. 1841, p. 527) uns über einige merkwürdige ältere Gesteinsvorkommnisse in dem flachen Gebiet links von der unteren Donau berichtet hat. Er bespricht ein nichttertiäres Gesteinsvorkommen am südlichen Ende Bessarabiens und nennt es bemerkenswerth wegen seiner Isolirung und seines geringen äusseren Umfanges, und fährt dann fort: „Es ist ein früher sogenannter Urthonschiefer. Schon von ferne zieht in der flachen Umgebung des Kagul-Sees bei Kartal unweit der Donau die hügelartige Erhöhung, wodurch er sich aus dem ungebunden mächtigen Diluvialland heraushebt, den Blick auf sich. Unter dieser Decke versteckt er sich bei einem Umfange von etwa einer halben Werst fast nach allen Seiten, nur gegen den See bildet er ein steiles, felsiges Ufer und fällt diesem zugleich mit einer nordwestlichen Schichtenneigung von 40—50 Graden zu. Diese starke Abweichung von allen anderen bessarabischen Gebirgsbildungen beurkundet schon, dass er hier ein Fremdling ist, und einem Gebirgssystem angehört, welches jenseits der Donau auf türkischem Gebiete gesucht werden muss. Damit harmonirt auch sein mineralogischer Charakter. Er ist fest, wächst gerade und grobschiefrig, auch gewunden und knotig, wozu kleine Quarz-Ellipsoide die Veranlassung sind, und dabei auch noch mit Adern von krystallinischem Quarz durchsetzt. Von Farbe ist er grünlich grau."

Ausserdem erwähnt Blöde noch „jenseits des Sees in der Falllinie der Thonschieferschichten" beim Dorfe Anadolka in der Nähe der Stadt Reni an der Donau ein anderes, sonst in Bessarabien nicht bekanntes Gestein. Es sind abwechselnde Bänke von Kieselconglomerat und Sandstein, beide mit kalkigem Bindemittel und ohne Spur organischer Reste. „Letzterer Umstand, ferner weil es nur von Diluviallehm bedeckt ist und mit den weiter nördlich vorkommenden Tertiärbildungen in gar keiner sichtbaren Berührung steht, macht seine geognostische Stellung zweifelhaft. Der petrographische Charakter lässt wohl auf eine ältere als Tertiärbildung schliessen, aber gegen eine alte Conglomerat- und Sandsteinformation erregt wieder seine horizontale Lagerung im Vergleich gegen die starke Schichtenneigung des ihm zunächst im Liegenden vorkommenden Thonschiefers wohl gegründete Bedenklichkeit."

Nennenswerth ist hierbei wohl auch der sogenannte „Stein" von Tuldscha, ein seit alten Zeiten übel berüchtigtes Stromhinderniss. Nach K. Peters („Die Donau", Leipzig 1876, pag. 339) besteht dieser Stein aus einem schwer zerstörbaren bräunlichen Sandstein, der wahr-

scheinlich der unteren Trias angehört und sich in der zu den nördlichsten Bergvorsprüngen der Dobrudscha gehörigen Hügelgruppe Beschtepe wiederfindet.

Wir haben also nach der Seite des schwarzen Meeres die Andeugungen von älteren Gebilden vor uns, an oder auf welche sich tertiäre Schichten und somit auch Schichten der mediterranen Stufe nicht mehr gelagert haben, die Vermuthung eines Abschlusses unseres in Frage stehenden Beckens nach dieser Seite hin gewinnt also bereits einige Gestalt, namentlich wenn wir auch die südwest-nordöstliche Streichungsrichtung der Thonschiefer bemerken, welche auf eine der miocänen Depression Rumäniens sich vorlegende und dieselbe absperrende Terrainwelle hinweist.

Es sei mir diesbezüglich auch noch gestattet, an die Zusammensetzung der in einiger Entfernung vor den Donaumündungen gelegenen kleinen Schlangeninsel zu erinnern. Nach K. Peters (l. c.) bestünde dieselbe aus demselben Sandstein wie der so eben erwähnte Stein von Tuldscha. Ich habe nun diesbezüglich vor einigen Jahren gelegentlich eines Aufenthaltes in der Bukowina von Herrn Baron Otto von Petrino nähere mündliche Mittheilungen erhalten. Herr v. Petrino hat diese wenig bekannte, von Naturforschern kaum besuchte Insel persönlich betreten und Gesteinsproben von dort mitgebracht. Danach findet sich dort ein Verrucanoähnliches Conglomerat mit oft rother Verwitterung an den Aussenflächen. Dasselbe wird stellenweise quarzitisch, wo dann einzelne, zum Theile nicht gerollte, sondern kantige Fragmente dem Quarzit wie eingebacken erscheinen. Andrerseits findet sich ein grauer, mehr lockerer Sandstein und grüne, härtere Thone. Auch die hellen Sandsteine nehmen, wie es scheint, manchmal grössere Quarzstücke in sich auf. Tertiärbildungen fanden sich gar nicht, trotzdem Herr v. Petrino, der, wie bekannt, den Tertiärbildungen der Bukowina besondere Aufmerksamkeit widmete, sehr wohl competent gewesen wäre, dergleichen zu erkennen. Man ist also berechtigt, in der Schlangeninsel ein räumliches Verbindungsglied der älteren, vortertiären, oft sogar sehr alten Gebilde zu erblicken, welche an der Zusammensetzung der südrussischen Gegenden am Bug und Dniester einerseits und der Dobrudscha andrerseits einen so hervorragenden Antheil nehmen.

In der Dobrudscha selbst beginnen nach Peters die neogenen Bildungen erst mit den sarmatischen Absätzen, was jedenfalls für die Absperrung des supponirten Beckens während der mediterranen Epoche nach dieser Seite zu spricht. Die Entfernung zwischen den südrussischen Granitgebieten und dem freilich complicirter zusammengesetzten Gebirge der Dobrudscha ist, wie ein Blick auf die Karte lehrt, nicht sehr gross, so dass die Verhältnisse der Schlangeninsel für unsere Betrachtung schon einige Bedeutung verdienen.

Nehmen wir noch hinzu, dass nach Hochstetter (Jahrb. d. geol. R.-A. 1870, p. 402) die älteren miocänen Bildungen auch auf der Linie Rustschuk-Varna vollkommen fehlen, und dass Toula (Denkschriften d. Akad. d. Wissensch. 1881, Geologie des westlichen Balkan, pag. 39) es eine auffallende Thatsache nennt, dass das Vorkommen der mediterranen Ablagerungen in dem von ihm wiederholt begangenen

Gebiet nirgends constatirt werden konnte, so schliesst sich auch nach dieser Seite der Ring um das galizisch-rumänische Mediterranbecken wenigstens in seinen allgemeinen Umrissen. Nur bei Plevna, wo Fötterle Leithakalk und Badener Tegel in typischer Ausbildung angetroffen hat (Verh. d. geol. R.-A. 1869, pag. 374) haben die diesbezüglichen Bildungen über die heutige Donaulinie herübergegriffen. Das ist die einzige Gegend Bulgariens, wo dergleichen constatirt wurde.

Wir haben bei unsern Speculationen über die wahrscheinlichen Grenzen des galizischen Mediterranbeckens freilich nur die Umrisse von Fragen angedeutet, welche zur allseitigen Lösung wohl erst nach einer Reihe von Jahren kommen werden. Es ist aber vorläufig schon etwas werth zu wissen, dass unter den uns bekannten Thatsachen keine im Widerspruch steht zu unserer Auffassung von der partiellen Isolirung des galizischen Salz und Gyps führenden Beckens.

Wenn wir nun auch nach dieser Richtung eine Art von vorläufiger Befriedigung empfinden dürfen, so erübrigt uns doch am Schlusse der Betrachtung über die physikalisch-geographischen Bedingungen Galiziens zur Zeit der Mediterranstufe noch eines anderen Punktes zu gedenken, den wir, ich glaube in Uebereinstimmung mit den meisten unserer Fachgenossen, neben der partiellen Isolirung derartiger Becken als wesentlich für die Hervorbringung von Salz- und Gypsabsätzen bezeichnet haben, das ist eine gewisse Trockenheit des Klimas im Bereich und in der Umgebung solcher Meeresbecken.

Man könnte zwar unter den bekannten Voraussetzungen schon aus der Anwesenheit von Salz selbst auf ein derartiges Klima schliessen, indessen dürfen wir uns wohl fragen, ob auch andere der uns zugänglichen Thatsachen sich mit einer solchen Annahme leicht vereinen lassen, denn je vielseitiger wir das vorliegende Problem betrachten, desto sicherer wird seine Lösung vorbereitet. Man könnte auf die gleichzeitigen Salzbildungen im benachbarten siebenbürgischen Bassin hinweisen, welches zwar in keiner directen Verbindung mit dem galizisch-rumänischen Becken steht, aber doch gleich diesem eine Dependenz des pannonisch-österreichischen Meeres gewesen sein muss, und man könnte daraus folgern, dass die dem Absatz von Salz günstigen klimatischen Bedingungen in diesem Theil Europas einen allgemeineren, nicht einmal durch die Erhebung der Karpathen beeinflussten Charakter besassen, wie denn die ungefähre Gleichaltrigkeit der armenisch-persischen und der sicilianischen Salzformation überhaupt auf eine ausgedehntere Verbreitung trockener Gebiete zu derselben Zeit schliessen lassen; indessen schützt uns das nicht vor Einwänden, die, obschon von einseitigen Auffassungen ausgehend, doch eine Besprechung beanspruchen dürfen. Diese Einwände könnten theils direct erhoben, theils aus der vorhandenen Literatur herausgelesen werden. Um also derartigen Recriminationen vorzubeugen, scheuen wir uns nicht, auch über Dinge zu sprechen, welche im Interesse einer abgerundeten Beweisführung vielleicht besser übergangen würden.

Es sprechen nämlich anscheinend mancherlei Beobachtungen für die Wahrscheinlichkeit, dass die Umgebungen des galizischen Mediterranbeckens nicht so absolut trocken, und demzufolge nicht so absolut steril gewesen sind, als man sich das im Hinblick auf Meerestheile viel-

leicht zu denken geneigt ist, welche einer lebhaften, die meteorologische Wasserzufuhr überwiegenden Verdunstung ausgesetzt waren.

Es hat z. B. Herr Professor Kreutz auf Holzstücke hingewiesen, welche im Bereich der Salzformation von Borysław vorkommen. Er hat sogar geglaubt, den Ursprung des galizischen Petroleums und Ozokerits vornehmlich aus vegetabilischen Resten herleiten zu sollen. Man sollte demnach glauben, dass das Salz absetzende Becken von Uferrändern eingefasst wurde, welche sich der üppigsten Vegetation erfreuten.

Dass indessen die Annahme eines vorwiegend vegetabilischen Ursprungs des galizischen Erdöls keine zutreffende und am allerwenigsten eine nothwendige ist, glaube ich in meinen Bemerkungen über die Ansichten des Herrn Kreutz dargelegt zu haben (Verh. geol. R.-A. 1881, Nr. 2), soweit dies nicht schon in den neueren Studien in der Sandsteinzone geschehen war. Man wird mir wohl trotz der verschiedenen Erwiderungen des Herrn Kreutz erlassen, auf meine Gründe hier zurückzukommen, denen ich höchstens noch den Hinweis auf die früher citirten Beobachtungen von Fraas am rothen Meere oder die Wiederholung der kurzen Bemerkungen hinzufügen könnte, welche ich gelegentlich einer Besprechung der ölreichen Papierkohlen des Rhön-Gebietes (Verhandlungen der geologischen Reichsanstalt 1881, pag. 146) zu machen mir erlaubte.

Holzstücke, wie die bei Borysław vorkommenden, und andere vegetabilische Reste sind übrigens auch in Wieliczka seit längerer Zeit bekannt. Schon Unger hatte dergleichen beschrieben. Eine Revision und Ergänzung der Unger'schen Bestimmungen verdanken wir Herrn Dionys Stur (siehe Verhandl. d. geol. R.-A. 1873, pag. 6 bis 10). Demnach besteht die sogenannte Flora des Salzstockes von Wieliczka im Wesentlichen aus von Eichhörnchen theilweise benagten Föhrenzapfen, Carya-Nüssen und Trümmern von verottetem Buchen- und Birkenholze, welches letztere nur an einem Stücke noch die Rinde behalten hat. Auch eine Palmenfrucht fand sich. „Jede Spur von Blättern fehlt, ja selbst die Nadeln der Föhren mangeln gänzlich in der Salzmasse.“

Die fraglichen Pflanzenreste sind also wohl grösstentheils solche, die mehr oder minder lange auf dem Meere flottirten und unter Umständen von sehr weit her eingeschwemmt sein können. Dass nun aber die Zunahme des Salzgehaltes, und deshalb erst recht die Ablagerung von Salzmassen in einem partiell abgeschlossenen Meeresbecken solche Einströmungen in dasselbe von aussen her voraussetzen, braucht nicht mehr besonders betont zu werden.

Ueberdies fehlt es in der Jetztwelt durchaus nicht an Analogien, sogar für eine weit zahlreichere Vertretung von Landpflanzen in marinen Absätzen, als wir dieselbe bei Borysław oder Wieliczka kennen. Wie weit Baumstämme, Holz und dergleichen von Meeresströmungen verschleppt werden können, ist allgemein bekannt, und besonders lehrreich in dieser Richtung sind wohl die diesbezüglichen Angaben in Weyprecht's Buch über die Metamorphosen des Polareises. Ich erinnere aber vornehmlich an die Untersuchungen von Al. Agassiz, gelegentlich der Expedition des „Blake“, durch welche im caraïbischen Meere in meilenweiter Ent-

fernung von den Küsten in 2000 Meter Tiefe zahlreiche Landpflanzenreste, sogar in grosser Menge Blätter und auch Landconchylien constatirt wurden. (Vergl. Loriol, note sur les echinides, séance du 1 sept. 1879, in den Schriften der association française pour l'avancement des sciences, congrès de Montpellier 1879 und Al. Agassiz, letter on the dredging operations of the „Blake" im bulletin of the museum of comp. zoology at Cambridge, vol. V.)

Schon der Umstand, dass bei Wieliczka Früchte von Föhren und Palmen zusammen vorkommen, worin ein bereits von Stur erkannter Widerspruch liegt, beweist, dass das Ursprungsgebiet der vorgefundenen Reste nicht für alle Fälle ein und dasselbe sein kann. Sollte dieses Ursprungsgebiet in den benachbarten Karpathen vermuthet werden, und sollte man die Möglichkeit discutiren, dass räumlich aneinander gerückte, sehr verschiedene klimatische Zonen durch stark abweichende Höhenverhältnisse dieses Gebirges bedingt, den Erklärungsgrund für ein Zusammenvorkommen sich sonst ausschliessender Pflanzen in den benachbarten Absätzen abgeben könnten, so darf diese Erklärung kurzweg als unzureichend bezeichnet werden, einmal, weil die heutigen Karpathen namentlich in der Gegend von Wieliczka keine so stark nach den Höhelagen differenzirten Pflanzenzonen aufweisen, wie man sie zwischen einer Zone von Palmen und einer solchen von durch Eichhörnchen belebten Föhrenwäldern voraussetzen muss, und dann, weil die Karpathen zur Zeit der Ablagerung des Steinsalzes noch nicht entfernt die heutige oder eine zur Hervorbringung so grosser klimatischer Differenzen erforderliche Höhe besessen haben können. Das Letztere ergibt sich aus der Betrachtung der noch nach der Ablagerung der Salzformation in intensiver Weise fortgesetzten Faltungen des Gebirges, sowie aus dem Umstande, dass die der Salzformation dem Alter nach zunächst vorausgegangenen Gebilde (Menilitschiefer u. s. w.) noch eine überaus grosse Verbreitung innerhalb der Sandsteinzone besitzen, so dass also (selbstverständlich in gewissem Sinne abgesehen von den älteren Gesteinsinseln im Süden der Sandsteinzone) die Emporhebung der Karpathen über den Meeresspiegel erst gegen das Ende der Menilitschiefer-Epoche, das ist gegen den Anfang der miocänen Epoche zu, grössere räumliche Dimensionen in horizontaler, und damit zusammenhängend in verticaler Richtung erhalten haben kann.

Wir schliessen aus den erwähnten Thatsachen, dass für den Ursprung der in das Salz der Karpathen eingeschwemmten Pflanzen an von einander entfernte, vielleicht theilweise sehr entlegene Gestade zu denken sei.

Die Palmen am Uferrand unseres Salzbassins, weil zu der tropischen oder subtropischen, gern Wälder bildenden Gattung *Rhaphia* gehörig, könnten etwas auffallen, allein am ehesten wird man doch noch die vorgefundenen Coniferen-Reste der näheren Umgebung dieses Beckens zuweisen dürfen, theils weil derartige Reste nicht blos bei Wieliczka, sondern auch an anderen Stellen des letzteren, z. B. nach Göppert in Oberschlesien vorkommen, theils weil auch die Bernsteinfunde innerhalb der galizischen Mediterranablagerungen, z. B. bei Lemberg selbst, auf das Vorkommen von Coniferen in der Nähe hinzuweisen scheinen. Ueberdies könnten die nicht seltenen Funde fossiler Harze in verschiedenen Lagen der Kar-

pathensandsteine auf die schon in früheren Epochen sich manifestirende Existenz von Vorläufern der Bernsteinbäume oder von Coniferen im Allgemeinen in den Uferlandschaften des alten Galizien bezogen werden. Ob man aber deshalb berechtigt wäre, sich das galizische Mediterranbecken zur Zeit seiner Bildung als von grossen Wäldern solcher Coniferen umgeben zu denken, oder gar ein feuchtes Waldclima für die betreffenden Uferränder in ihrer Allgemeinheit vorauszusetzen, steht doch sehr dahin. Jedenfalls vertragen Föhren heutzutage eine ziemliche Trockenheit.

Ebensowenig lässt sich ein derartiger Schluss aus den Pflanzenresten ableiten, welche in den durch ihren Einschluss von Schwefel bekannten Schichten von Szwoszowice liegen. Hier sind allerdings Reste von Blättern vorhanden, welche nach den im Museum der Reichsanstalt liegenden Stücken von Stur unter anderen als zu den Gattungen *Sequoia*, *Parrotia*, *Rhus*, *Carpinus*, *Grewia*, *Ulmus* und *Populus* gehörig bestimmt wurden; die betreffenden Bäume sind also wahrscheinlich in der Nähe vorgekommen, mehr aber lässt sich dabei nicht denken, ausser man wollte sich wundern, dass die vorher besprochenen Coniferen hier so zurücktreten, abgesehen von *Sequoia* und *Taxites*.

Eine ausführlichere Liste der betreffenden Bestimmungen hat derselbe Forscher in seiner wichtigen Arbeit über die Flora der Süsswasserquarze (Jahrbuch 1867, pag. 126) und eine Ergänzung dazu später in den Verhandlungen (1874, pag. 202) mitgetheilt, worauf ich Solche, die sich für den Gegenstand näher interessiren, verweise.

Schon Unger hatte im dritten Bande von Haidinger's naturwissenschaftlichen Abhandlungen (Wien 1850, pag. 121—128) 20 Arten dieser Flora beschrieben und dieselben zu folgenden Gattungen gebracht: *Taxites*, *Myrica*, *Alnus*, *Quercus*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Laurus*, *Elaioides*, *Neritinium*, *Apocynophyllum*, *Diospyros*, *Acerites*, *Ceanothus*, *Juglans*, *Rhus*, *Prunus*. Die Kätzchen tragenden Bäume erschienen ihm vorwaltend und er glaubte, auf ein wärmeres, gemässigtes Klima aus den ihm vorliegenden Resten schliessen zu dürfen. Arten von Kätzchen tragenden Bäumen kommen nun aber auch heutzutage in den oasenartigen Partien der asiatischen Steppengebiete nicht selten vor und nach Grisebach (Vegetation der Erde, pag. 563) werden die Ufer der Steppenflüsse des oberen Turkestan geradezu von derartigen Wäldern eingerahmt. Mag man nun aber auch die erwähnten Bestimmungen für genauere klimatologische Schlüsse unzureichend finden, so beweisen, Alles in Allem genommen, gerade jene Gattungen immer noch nicht, dass am Karpathenrande an einigen Stellen Wälder von der Art der tropischen oder subtropischen feuchten Treibhausvegetation bestanden hätten.

In seiner tertiären Flora der Schweiz (3. Bd. Winterthur 1859) hat Oswald Heer auch eine kurze Zusammenstellung der Fundstellen von Tertiärpflanzen des ungarisch-galizischen Gebietes, der karpathischen Insel, wie er es nennt, gegeben. Er schliesst diese Zusammenstellung, bei der freilich auch einiger Vorkommnisse gedacht ist, die etwas jünger sind, als die uns hier speciell interessirende Epoche (l. c. pag. 299) mit den folgenden Worten: „Ueberblicken wir nochmals die Flora der ganzen karpathischen Insel, so werden wir finden, dass die mittel- und obermiocänen Bäume in derselben vorwalten. Wir haben da zahlreiche Eichenarten, Hainbuchen, Ulmen, Planeren, Birken, Erlen, Pap-

peln, Weiden, Ahorn und Nussbäume, namentlich aber auch Buchen- und Kastanienbäume, von welchen die *Castanea Kubinyi* einen besonders hervorragenden Antheil an der Waldbildung dieser Insel genommen hat und mit den ebenfalls über einen grossen Theil der Insel verbreiteten Ahorn- und Buchen-Bäumen sie mit der italienischen Flora in nahe Beziehung setzt. Die tropischen und subtropischen Typen treten hier sehr zurück, und es finden sich nur noch einige weitverbreitete Cassien, *Acacia parschlugiana* und *Mimosites palaeogaea*. Die Laurineen sind sehr selten und von *Cinnamomum* ist nur das *C. polymorphum* und zwar als Seltenheit in Swoszowice entdeckt worden. Es dürfte dies wohl für die obermiocäne Zeit die nördlichste Grenze des tertiären Kampferbaumes gewesen sein."

Das sind also die Ansichten, welche von competenten Botanikern bezüglich der uns beschäftigenden Frage geäussert wurden. Der Vergleich mit Italien stimmt mit den hier in unserer Arbeit vertretenen Vorstellungen nicht so schlecht überein. Das deutet nicht gerade auf feuchte oder sehr regnerische Landschaften. Es scheint allerdings, dass die Botaniker, welche sich bis jetzt mit climatologischen Fragen der Vorzeit beschäftigt haben, bei ihren Studien oft den Hauptwerth auf die Ermittlung der approximativen ehemaligen Temperaturverhältnisse für die von ihnen untersuchten Gebiete gelegt haben, wie sich denn höchst interessante diesbezügliche Angaben beispielsweise und bekanntlich in Heer's Urwelt der Schweiz finden. Die Schlüsse auf die Art oder die graduellen Verschiedenheiten der Feuchtigkeitsverhältnisse und die Reichlichkeit atmosphärischer Niederschläge scheinen viel schwieriger zu sein, und doch würden erst Erörterungen auch in diesem Sinne das Bild vervollständigen können, welches wir uns von dem Clima einer Gegend zu einer bestimmten Zeit entwerfen möchten.

Soviel wäre über das etwaige Interesse zu sagen, welches die Natur der in der Umgebung des galizischen Beckens vorkommenden tertiären Pflanzenfundstätten beanspruchen darf.

Freilich darf auch dem stellenweisen Auftreten von Kohlen innerhalb der galizischen Mediterranbildungen eine gewisse Bedeutung für die Beurtheilung unserer paläoclimatischen Frage nicht abgesprochen werden. Es dürfen aber, wenn man sich darauf beziehen will, einige Umstände nicht ausser Acht gelassen werden, welche diese Bedeutung einigermassen abschwächen.

Wir kennen Braunkohlen in der Umgebung von Żolkiew und Złoczow, ebenso wie im Bereiche der russischen Verbreitung unserer Mediterrangebilde, wo sie, nach Barbot de Marny's Mittheilungen zu schliessen, in ganz ähnlichen Niveaus, wie in Galizien auftreten. Diese Kohlen gehören den tiefsten Schichten der podolischen Mediterranbildungen an, da sie entweder direct auf dem Kreidemergel liegen, oder nur durch eine Tegel-, zuweilen auch eine Sandlage von demselben getrennt sind. Gerade diese Kohlen gehören also der Zeit des Beginnes der Ueberfluthung des seit der senonen Epoche trocken gelegenen podolischen Gebietes an, also einer Zeit, in welcher die diesbezüglichen physikalischen Verhältnisse noch nicht die zur Gypsbildung führende Steigerung erfahren hatten. Ausserdem aber haben wir in der Gegend von Żolkiew die grosse Unregelmässigkeit in der Verbrei-

tung der fraglichen Kohlen kennen gelernt, welche es nicht zu einer zusammenhängenden, ausgedehnteren Flötzbildung kommen liess, deren imponirende Mächtigkeit uns zwingen würde, die Existenz einer üppigen Vegetation in jener Zeit anzuerkennen.

Dazu kommt, dass, wie aus den Beobachtungen Hilber's (Verh. d. geol. R.-A. 1880, p. 239) hervorgeht, die besprochenen Kohlen im Meere durch Anschwemmung entstanden sind, also keiner an Ort und Stelle gelebt habenden Sumpf- oder Torfvegetation entsprechen. „Eingeschlossene Marinconchylien“, sagt Hilber, „die relative Seltenheit oder das gänzliche Fehlen von Pflanzenresten in den Hangendschichten pflegen solche Kohlenbildungen gegenüber limnischen zu bezeichnen“. Brauche ich da besonders hinzuzufügen, wie sehr die Art des Absatzes dieser Kohlen mit der Art des Vorkommens der eingeschwemmten Flora von Wieliczka harmonirt?

Die Kohle von Grudna Dolna am Karpathenrande, südlich von Dębica in West-Galizien, welche durch die Art, wie sie räumlich die Salzformation vertritt, einen weiteren Beweis für die früher erörterte Altersgleichheit der galizischen Mediterranbildungen abgibt und über welche Paul (Verh. geol. R.-A. 1875, pag. 264) kurz berichtet hat, liegt diesem Berichte zufolge zwischen Thonschichten mit marinen Versteinerungen der bisher sogenannten oberen Mediterranstufe, kann also ebenfalls kaum etwas Anderes als eine locale marine Zusammenschwemmung sein, wenn auch in der Kohle selbst ein *Planorbis* gefunden wurde.

Ausser den Kohlen von Grudna Dolna, Żolkiew und Zloczow hätten wir allerdings noch Kohlenlager, wie die von Myszyn und Novosielica zu berücksichtigen, denen vielleicht auch einige Vorkommen in der Bukowina correspondiren, und welche den bisherigen Ansichten gemäss keinesfalls mehr den tiefsten Schichten unserer Mediterranbildung angehören, vielleicht auch nicht ohne Weiteres als durch reines Meerwasser zusammengeschwemmt zu betrachten sind.

Die Kohlenablagerung bei Novosielica zeichnet sich bekanntlich durch das häufige Mitvorkommen von Pflanzen wie Ahornblätter, sowie von marinen Versteinerungen aus, unter denen jedoch *Cerithium lignitarum* die Hauptrolle spielt.

Ich habe im Jahre 1876 bei einem gelegentlichen Besuch von Novosielica gefunden, dass die dortigen Kohlen einem vornehmlich aus Sanden mit einigen Tegellagen verbundenen Schichtensystem angehören. Die Tegellagen sind von grauer Farbe und zeichnen sich theilweise durch einen ziemlichen Reichthum an Versteinerungen aus. Zu oberst lag Diluviallehm, in welchem Mammuthzähne gefunden worden waren. Bis zum ersten nur 5 Zoll starken Hangendflötzchen konnte man von der Oberfläche etwa 4 Klafter 4 Schuh rechnen und bis zur obersten Cerithienschichte 9 Klafter. Das zweite Hangendflötz, nur 3 Zoll mächtig, kommt bald darunter und unter diesem liegen die Pflanzenabdrücke. Das tiefere, damals im Abbau stehende Flötz war 12—14 Zoll mächtig. Darunter lag ein 4—6 Zoll mächtiger feuerfester Thon, darunter ein etwa 4 Klafter mächtiger Liegendsand, in welchem Bernstein, verkohlte Stämme und Säugethierzähne angeblich gefunden wurden, und darunter wieder ein grauer Thon.

Nun hat Stur, der schon früher einmal (Jahrbuch 1867, pag. 80) werthvolle Mittheilungen über Novosielica gemacht hatte, später (Verhandl. der geol. Reichsanstalt 1874, pag. 402) eine genau bestimmte Liste der hier vorkommenden marinen Versteinerungen gegeben und 10 Arten davon namhaft gemacht, welche für die Zutheilung dieser Bildungen zur Mediterranstufe sprechen. Stur hält die letzteren für eine brakische Facies dieser Stufe, wozu ihn, wie es scheint, das häufige Auftreten der Cerithien bestimmt hat.

Ich will mich hier nicht auf eine längere Discussion darüber einlassen, inwieweit die Zusammensetzung der von Stur bestimmten Fauna auf einen brakischen Charakter der betreffenden Absätze hinweist, denn ich will mir nicht den Anschein geben, an überlieferten Deutungen zu rütteln, blos weil dieselben in eine erst zu begründende theoretische Vorstellung nicht hineinzupassen scheinen. Wenn wir demnach annehmen, dass in der besprochenen Gegend gelegentlich des Absatzes der Kohle auch eine Zufuhr süssen Wassers statthaben konnte, so muss in einem gewissen Bereiche der Umgebung der atmosphärische Niederschlag allerdings einige Ausgiebigkeit haben erlangen können.

Solche partielle Aussüssungen einzelner Theile eines salzigen Beckens kommen aber auch anderwärts vor. Der durchschnittliche Salzgehalt des Mittelmeeres ist deshalb doch höher, als der des Oceans, wenn auch an den Stellen der Einmündung grösserer Flüsse eine Aussüssung desselben stattfindet. An dergleichen locale Einflüsse wird man also auch in unserem Falle zu denken haben, und da scheint es vielleicht nicht ohne Bedeutung, dass das Vorkommen von Novosielica und die eventuell demselben entsprechenden Kohlenvorkommen der Bukowina sich gerade in dem Vorlande desjenigen Theiles der östlichen Karpathen befinden, welcher durch seine grösseren Höhenverhältnisse und durch das stellenweise Auftreten älterer Gesteine sich vor den anderen Theilen der Kette wesentlich auszeichnet, der also leichter ein Gebiet zur Ansammlung relativ reicherer Niederschläge abgeben konnte, welche letztere dann sowohl den benachbarten Meerestheilen Süsswasser zuzuführen, als an den betreffenden Küsten eine etwas reichere Vegetation zu befördern im Stande waren. Die hier gewagte Vermuthung basirt natürlich auf der Voraussetzung, dass die angedeuteten heutigen Unterschiede in der Natur dieses Theiles der Karpathen gegenüber anderen Theilen des Gebirges schon in der Tertiärzeit einen gewissen hypsometrischen Ausdruck gefunden haben.

Ein im Allgemeinen trockenes Clima einer Gegend schliesst ja überhaupt einen stellenweisen Baum- oder sogar Waldwuchs nicht aus, und wie, veranlasst durch locale Bedingungen, in der Umgebung eines und desselben Beckens sogar höchlich verschiedene physikalische Verhältnisse einen eventuell für die Geologie bemerkbaren Ausdruck finden können, habe ich bezüglich des caspischen Beckens am Schluss meines Aufsatzes über einige Bildungen der jüngeren Epochen Nord-Persiens besonders betont. (Jahrb. d. geol. R.-A. 1881, p. 130.) Einen directen oder nur irgendwie wesentlichen, ins Gewicht fallenden Widerspruch gegen die Vorstellungsweise, die wir betreffs der physikalischen Grundbedingungen der Genesis von marinen Salz- und Gypslagern besitzen, wird man demnach in der Natur der galizischen Ablagerungen,

und selbst in dem localen Auftreten einzelner Kohlenflötze nicht finden. Wollte man dies dennoch, dann hätte man dergleichen scheinbare Anomalien nicht blos für Galizien zu erklären, da uns ja beispielsweise auch in der miocänen Salzformation Persiens einige locale Vorkommen von Ligniten bekannt sind. (Vergl. meine Mineralreichthümer Persiens, Jahrb. d. geol. R.-A. 1879, p. 613.) Endlich darf auch der vorhin bereits erörterten wahrscheinlichen Alternanz der climatischen Bedingungen innerhalb gewisser Grenzen Rechnung getragen werden in dem Sinne, dass die Vegetation, deren Spuren wir finden, vornehmlich den Zeiten reicheren Niederschlags in der Umgebung unseres Beckens entsprechen mag.

Ob man nun den hier entwickelten hypothetischen Vermuthungen, oder den etwaigen positiven Ergebnissen unserer Discussion einen grösseren oder geringeren Werth beimessen will, muss ich dahingestellt sein lassen. Bei der ungemeinen Complicirtheit der Factoren, durch welche die climatischen Verhältnisse der Jetztzeit bedingt werden, muss ein erster Versuch, sich über solche der Vorzeit für eine bestimmte Gegend Rechenschaft zu geben, auf ungeheure Schwierigkeiten stossen, sobald man über die allerallgemeinsten Begriffe hinausgeht und anfängt, Details zu berücksichtigen. Wenn es sich aber darum handelt, zu prüfen, ob die Vorstellungen richtig sind, die wir über die zum Theile gerade auf climatische Beziehungen gegründete Entstehung von bestimmten Ablagerungen (Salz, Gyps, Kohle) und ihrem Zusammenvorkommen haben, dann kann sich die Discussion einem solchen Eingehen auf Einzelheiten nicht entziehen. Unsere allgemein theoretischen Ideen gerade an jedem einzelnen, dem Studium sich darbietenden Beispiele auf's Neue zu erproben, muss wohl als eine Aufgabe der Geologie gelten dürfen. Ich halte den Zweck dieser Auseinandersetzung jedenfalls für erreicht, wenn darin die Anregung zu einer weiteren Prüfung von Fragen gefunden wird, die so vielseitig sind, dass der Ideenkreis und die Kenntnisse eines Einzelnen der Aufgabe nicht gewachsen erscheinen. Sind einmal die Elemente für eine Discussion etwas bequemer zusammengestellt, dann wird es auch nicht an Solchen fehlen, die das Wort ergreifen, und unter diesen wird gewiss Mancher berufen sein, das für jene Discussion vorliegende Material an Thatsachen zu vermehren oder in glücklichere Beziehung zu der angestrebten Lösung zu bringen.

Das Eintreten der sarmatischen Ablagerungen bedingte jedenfalls das Aufhören, oder besser die Abschwächung der eigenthümlichen physikalischen Bedingungen, durch welche das galizische Mediterranbecken sich auszeichnete. Die Herstellung neuer Verbindungen mit ausgedehnteren und wohl auch relativ ausgesüssteren Meerestheilen musste dem Absatz von Salz und Gyps ein Ziel setzen, sowie das Eindringen dieser Gewässer vielleicht auch andere Veränderungen des Climas nach sich gezogen haben wird.

Dass diese Veränderungen jedoch nicht gerade nothwendig in einer Abkühlung der Temperatur zu suchen wären, geht unter Umständen aus der Argumentation von Th. Fuchs über die Natur der sarmatischen Stufe hervor (Sitzb. d. mathem.-naturw. Cl. d. k. Akad. d. Wiss. Wien 1877, 75. Bd.), der sich gegen die manchmal betonte nordische Natur der sarmatischen Fauna aussprach. Dass andererseits

die Anwesenheit von Ablagerungen, welche den Habitus der sarmatischen Stufe tragen, die Annahme eines trockenern Climas für die Zeit und den Ort jener Ablagerungen nicht immer ausschliesst, muss im Hinblick auf die eingewanderte Fauna der Bitterseen auf der Landenge von Suez, welche Fauna einen ganz sarmatischen Typus zeigt, ebenfalls hervorgehoben werden.

Unsere Vorstellungen von den physikalischen Bedingungen Galiziens zur sarmatischen Zeit, soweit diese Bedingungen climatischer Natur sind, lassen sich, wie man sieht, noch nicht genau formuliren, doch widerstrebt nichts der Annahme, dass wenigstens kein direct feuchtes Clima das augenscheinlich relativ trockene Clima der mediterranen Epoche abgelöst habe. Die diesbezüglichen Verhältnisse haben während der Tertiärzeit, und wie wir sehen werden, während der Diluvialzeit wohl verschiedentlich dem Grade nach geschwankt, es ist aber kein Grund zu der Voraussetzung vorhanden, dass sie dabei noch während des Verlaufs dieser Epochen in markante Gegensätze übergegangen wären.

Sicherer, als in paläoclimatischer, liesse sich in paläotopographischer Hinsicht das Verhältniss der sarmatischen Stufe in Galizien erörtern.

Während nämlich in Bulgarien, der Dobrudscha und wohl auch in einigen der russischen Gebiete die sarmatischen Ablagerungen entschieden transgredirend über den Schichten der Mediterranstufe auftreten, lässt sich das für Galizien nicht sagen. Die sarmatischen Niederschläge bleiben hier auf den östlichen Theil Podoliens und die Bukowina beschränkt. In der Umgebung von Lemberg und überhaupt in dem in der voranstehenden Detailbeschreibung speciell abgehandelten Gebiet konnten dergleichen nicht mehr nachgewiesen werden.

Auch dieser Umstand spricht, wie ich ganz im Vorübergehen bemerke, vorläufig mehr für die thatsächliche Existenz sogenannter secularer Bodenbewegungen als für die ausschliessliche Geltung der etwaigen Verschiebungen des Meeresniveau's.

Unter der Voraussetzung, dass in der That das Auftreten der Absätze der sarmatischen Epoche überall gleichmässig mit allen charakteristischen Merkmalen dieser Schichten begonnen hätte, und dass nicht etwa die allerobersten Partien der Lemberger Mediterranbildungen (am Sandberg und an der Czartowa Skala) zeitlich schon den untersten Partien des Sarmatischen entsprächen, ging also der Boden Galiziens nach dem Ende der mediterranen Epoche einer allmäligen relativen Hebung entgegen, welche nur in den östlichen Theilen des heutigen podolischen Hügellandes, wo noch sarmatische Gewässer standen und sich local in beschränktem Umfange sogar noch Congerienschichten absetzten, sich etwas verzögerte. Diese mit der Erhebung über den Meeresspiegel verbundene Trockenlegung des galizischen Bodens ist, wir können das gleich hier sagen, in der Folge auch nicht mehr aufgehoben worden.

Ebensowenig, ist dieser ganze, allmälig durch verschiedene Phasen fortschreitende Entwicklungsgang der geologischen Geschichte Galiziens seit dem Beginn der Mediterranzeit jemals durch Bodenbewegungen im entgegengesetzten Sinne unterbrochen gewesen.

Ich sage das im Hinblick auf eine ältere Ansicht von Heinrich Wolf, welcher auf Grund der Einschaltung eines von ihm für Süsswasserabsatz gehaltenen Kalkes in die podolischen Mediterranschichten zur Annahme wiederholter Hebungen und Senkungen unseres Gebiets gelangte. (Siehe Jahrb. geolog. R.-A. 1859, Verhandl., pag. 125.) Es ist nun wohl wahr, dass bei Stradcz, bei Wielkopolje und anderen Orten des von uns beschriebenen Landstrichs eigenthümlich zellige, oft kieslige Kalke vorkommen, welche äusserlich sehr an Süsswasserkalk erinnern. Wir haben dieser Bildungen auch an den betreffenden Stellen der Einzelbeschreibung gedacht, aber auch die Gründe angedeutet, welche neben den für den Süsswassercharakter der Kalke völlig mangelnden paläontologischen Beweisen gerade umgekehrt für deren marine Natur und unter allen Umständen für die Continuität dieser Ablagerungen mit den darunter und darüber befindlichen Schichten der Mediterranstufe sprechen. Ich erinnere hier vornehmlich an das Vorkommen von Nulliporen in dem Kalke von Majerowka, östlich von Lemberg. Auch Herr Hilber hat sich übrigens in Folge des Vorkommens mariner Fossilien in den ähnlichen Kalken der von ihm bereisten benachbarten Gebiete von der marinen Natur der fraglichen Kalke überzeugt, welche, nebenbei bemerkt, aus ihrer zelligen Beschaffenheit bisweilen in so dichte Gesteine übergehen, dass man einzelne Handstücke davon petrographisch fast für mesozoische Kalke halten möchte. Jene zellige Beschaffenheit erinnert aber nicht blos an das Aussehen von Süsswasserkalken, sondern in gewissem Sinne auch an die so oft mit älteren Gypsen verbundenen Rauchwacken. Der Analogie wegen erlaube ich mir bei dieser Gelegenheit an eine Mittheilung von Th. Fuchs (Verhandlungen der Reichsanstalt 1875, pag. 200) zu erinnern, wonach der Leithakalk auf der maltesischen Insel Gozzo stellenweise eine rauchwackenartige Beschaffenheit annimmt.

Da die tertiären Bildungen Galiziens vielfach von Gebilden der diluvialen Zeit bedeckt werden, unter welchen wir das nordische Glacial-Diluvium, wo es mit den anderen vorkommt, als das älteste erkennen müssen, da aber andererseits jene tertiären Bildungen nicht mehr den allerjüngsten Gliedern des Tertiärgebirges entsprechen, am allerwenigsten in der Umgebung von Lemberg, wo die zu beobachtenden Schichten mit dem Beginne der sarmatischen, oder vielmehr mit dem Ende der mediterranen Ablagerungen abschliessen, so könnte die Frage aufgeworfen werden, welches das Schicksal jener Landstriche in jener Zeit war, welche durch die angedeutete Lücke in der Reihenfolge der Absätze ausgedrückt wird.

Wohl müssen wir sagen, jene Landstriche waren und blieben während der genannten Zeit Festland, eben weil alle marinen Bildungen diesbezüglich fehlen. Weitere directe Schlüsse lassen sich aber nicht ziehen, weil andere, als marine, etwa typische Süsswasserbildungen, von grösserer Ausdehnung daselbst auch nicht vorkommen. Im ganzen Lemberger Gebiet sind derartige Süsswasserbildungen überhaupt nicht nachzuweisen. Ob weiter im Osten Galiziens solche Süsswasser- oder

Festlandsbildungen sich werden auffinden lassen, welche den jüngsten Tertiärgliedern entsprechen, und durch ihre Einschlüsse einiges Licht auf die biologischen und physikalischen Zustände des Landes kurz vor der Glacialzeit werfen werden, bleibe dahingestellt. Das genauere Alter gewisser von Lenz (Verhandlungen 1878) aus der Gegend von Tlumacz als Süsswasserschichten beschriebener Kalke ist mir, im Augenblick wenigstens, nicht bekannt. Indirect liesse sich aber aus dem Fehlen der pliocänen Süsswasserbildungen die Vermuthung ableiten, dass die climatischen Verhältnisse in der fraglichen Zeit der Ansammlung grösserer Wassermengen auf dem neuen Festlande nicht günstig waren, wenn wir dabei auch nicht ganz übersehen dürfen, dass in dem benachbarten Siebenbürgen, dessen geologische Geschichte während der Tertiärzeit doch sonst manche Analogie mit Galizien aufweist, sich jüngere Süsswasserbildungen einstellten, wie Herbich und Neumayr uns gelehrt haben (Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt 1875), und dass in Rumänien das Vorkommen von Paludinenschichten bekannt ist.

Die leise Hebung, in Folge deren die Tertiär-Schichten bei Lemberg, Glińsko und Stradcz im Allgemeinen schwach südwärts geneigt sind, wie das an den betreffenden Stellen der Arbeit beschrieben wurde, und in Folge deren sich das ganze Plateau zwischen Lemberg und dem Dniester (wenngleich für kurze Strecken unmerklich, so doch deutlich in Bezug auf grössere Distanzen) nach Süden abdacht, wird nach dem Rückzug der miocänen Gewässer ihren Anfang genommen haben.

Dass die anscheinend oft ganz horizontal liegenden Gebilde Podoliens (in Galizien und Südrussland) schwache Neigungen aufweisen, ist, wie ich bei dieser Gelegenheit erwähnen will, schon seit langer Zeit bekannt. Wenigstens hat v. Blöde in seinen Beiträgen zur Geologie des südlichen Russland (Neues Jahrb. 1841, p. 512) zunächst für die älteren Formationen dieses Gebiets das bereits ausgesprochen, deren im Grossen als südwestlich aufzufassende Neigung er erkannte. Wenn nun auch denkbar oder wahrscheinlich wäre, dass die Bewegung, welche diese Neigung zu Stande brachte, schon lange vor der Tertiärzeit begonnen hätte, so können doch selbstverständlich die Tertiärschichten derselben sich erst nach ihrer Ablagerung angeschlossen haben. Die betreffende Bewegung muss als ein Faltenwurf von geringer Intensität, aber grosser Amplitude gedacht werden (ein grosser Theil der sogenannten secularen Hebungen mag nichts Anderes sein), auf dessen südwestlichem Flügel wir uns bei Lemberg befinden.

Es fehlt noch an genügend durchgeführten Einzelbeobachtungen, um schon jetzt mehr über die Terrainbewegungen und Hebungsverhältnisse unseres Gebiets nach dem Absatz der Tertiärbildungen zu äussern.

Im Uebrigen wird während dieser vorglacialen Epoche die Modellirung der Oberfläche des galizisch-podolischen Hügellandes durch die Atmosphärilien u. s. w. begonnen haben. Dass diese Modellirung bereits zur Zeit der späteren Lössbildungen die wesentlichsten Grundzüge in der Oberflächenbeschaffenheit des Landes festgestellt hatte, konnte schon im speciellen Theil dieser Arbeit erwähnt, und wird in dem Abschnitte über den Löss noch weiter erörtert werden, dass aber mit dem Eintritte der Glacialepoche diese Terraingestaltung, wie sie wäh-

rend der Lössabsätze eher conservirt und verdeckt, als weiter fortgebildet wurde, noch nicht überall ihren späteren Abschluss erreicht hatte, möchte aus dem Umstande gefolgert werden können, dass wenigstens unmittelbar am heutigen Nordfusse des Plateausteilrandes bei Lemberg sich keinerlei Spuren von nordischen Geschieben finden, obschon derartige Geschiebe an anderen Stellen Galiziens in gleicher geographischer Breite und Meereshöhe angetroffen werden. Das Vorkommen jenes Erraticums konnte erst weiter nördlich, z. B. bei Rava ermittelt werden, ein Punkt, der bereits ausserhalb des Bereiches der beigegebenen Karte liegt. Man könnte also vermuthen, dass der bewusste Steilrand während und nach der Eiszeit noch weiter zurückgegangen sei, wenn seine Bildung auch schon früher begonnen haben kann.

Wie dem auch sei, in jedem Falle ist die Entstehung jenes speciell bei Lemberg so schroffen Steilrandes an und für sich eines jener merkwürdigen Probleme, welche uns bisweilen sogar bei der Betrachtung scheinbar einfach zusammengesetzter und wenig gestörter Gebiete in Verlegenheit setzen.

Schon Stur hatte die Bedeutung desselben erkannt. Er fand es auffällig, dass jenseits, nördlich desselben, das Vorkommen tertiärer Ablagerungen gänzlich aufhöre, und dass der Kreidemergel daselbst stets unmittelbar von Diluvium bedeckt sei.

Im Grossen ist das Verhältniss auch genau das von Stur geschilderte, wenn auch ausnahmsweise, wie bei Kamienopol oder Zamarstynow einige unbedeutende Partien tertiärer Gesteine noch nördlich von jenem Steilrande, übrigens noch in der Nähe desselben liegen blieben, zum Wahrzeichen einer ehemals grösseren Ausdehnung der tertiären Absätze nach Norden hin und als Bestätigung der Ansicht, dass dieser Steilrand, wenn er auch heut mit der Grenze der tertiären Gebilde auf der geologischen Karte zusammenfällt, doch keinesfalls mit der ehemaligen Ablagerungsgrenze jener Gebilde identisch ist, was schon deshalb nicht angeht, weil die zunächst nördlich von dem Plateauabfall gelegenen Kreidegebiete ihrer hypsometrisch tiefen Lage wegen unmöglich als Uferstrecken aufgefasst werden können.

Zum Glück steht der Lemberger Steilrand nicht vereinzelt da, es handelt sich vielmehr um ein allgemeiner sich darbietendes geologisches Problem, und da eröffnet sich also die Aussicht, durch Prüfung und Vergleichung analoger Erscheinungen die allgemeinen Gesetze, welche hier zu Grunde liegen, aufzudecken. Ich glaube nicht, dass wir das heute schon im Stande sind, aber wir sind vielleicht auf dem Wege dazu, denn man fängt an, die Sache zu discutiren, und ich erlaube mir diesbezüglich an die Ideen zu erinnern, welche, angeregt durch analoge Verhältnisse auf der Insel Kos, Herr M. Neumayr über die Entstehung solcher Steilränder von Plateaus verlautbart hat [1]). Er schreibt:

„In allen Territorien, in welchen fast horizontale Ablagerungen in einer Weise auftreten, dass eine weithin gleichbleibende leichte Neigung vorhanden ist, die sich erst bei einer Verfolgung der Schichten auf

---

[1]) Ueber den geologischen Bau der Insel Kos, 1881, Denkschr. d. k Akad. d. Wiss., Wien, 40. Bd., pag. 229, siehe die Anmerkung.

grössere Strecken bemerkbar macht, findet sich das Verhältniss, dass keine Schicht, wenn sie nicht durch Darüberlagerung einer anderen solideren Bank geschützt ist, über ein bestimmtes Niveau, das man ihr Normalniveau nennen könnte, hinaufreicht. Wo die Schicht über dieses ansteigt, ist sie durch Erosion entweder ganz zerstört oder in einzelne Partien aufgelöst. Es weist dies darauf hin, dass mit der Erhebung in höhere Regionen die Intensität der Erosion zunimmt. Das Normalniveau einer Bank ist bestimmt durch deren Widerstandsfähigkeit gegen die Atmosphärilien einerseits, durch die zunehmende Intensität der Erosion in grösserer Höhe andererseits. Die Berücksichtigung dieses bisher wenig beachteten Moments gibt den Schlüssel zu einer Menge von Erscheinungen; vor Allem das fränkisch-schwäbische Jura-Plateau und sein Vorland bilden hier ein wahres Musterterrain, die Schichten zeigen sanften Fall nach SO, daher ist nach Norden, da, wo der obere Jura das Normalniveau überschreitet, sein Vorkommen durch Erosion abgeschnitten". Die weicheren Schichten des Dogger und Lias haben, wie Neumayr weiter ausführt, ein geringeres Normalniveau und in Folge dessen schliesst das Jura-Plateau mit einem Steilrand ab. Der Umstand, dass uns aus manchen älteren Perioden verhältnissmässig wenig Küstenbildungen erhalten seien, finde hier seine Erklärung.

Jedenfalls begegnen wir hier einer Auffassung, derzufolge die Annahme, solche Steilränder seien, so wie sie sind, alte Uferlinien von Meeren oder Flüssen, oder sie bezeichneten Bruchlinien, völlig ausgeschlossen erscheint. Dass man es nicht mit Bruchlinien zu thun habe, lehrt für das schwäbische Jura-Plateau und für das podolische Tertiärplateau der directe Augenschein, dass man keine alten Küstenränder vor sich habe, lehrt das Fehlen aller diesbezüglichen Absätze am Fusse des Plateaus. Flussufer sind solche Plateauränder auch nicht, denn bei den uns vorschwebenden Beispielen sind niemals Flüsse längs dieser Ränder, wo sie heute sind, entlang gegangen. Die von Neumayr vertretene Anschauung trifft also jedenfalls das Richtige, wenn man auch seine Erklärung in mancher Hinsicht noch nicht völlig ausreichend finden sollte.

Das sogenannte Normalniveau der Schichten ist zunächst noch ein etwas unbestimmter Begriff, denn wenn die gegenwärtigen Steilränder doch im geologischen Sinne nur eine momentane Phase des Fortschreitens der Erosion repräsentiren, so kann derselbe Steilrand in einer früheren Epoche grössere Höhen erreicht haben, als heute, ebenso wie er in einer späteren Zeit wahrscheinlich unter die heutige Höhe zurückgehen wird, immer natürlich unter der für Schwaben und Podolien zutreffenden Voraussetzung, dass die leichte Neigung der Schichten eines Plateaus der Seite des Steilrandes entgegengesetzt ist. Wann und in welcher Weise die Erosion im Verhältniss der absoluten Höhe stärkere Effecte erzielt, ist auch noch nicht genügend ermittelt, und ebensowenig ist vollkommen klar, warum die Auswaschungen gerade von einer der alten Ufergrenzen der das Plateau zusammensetzenden Massen ausgingen, um mehr oder minder parallel mit derselben fortzuschreiten. Die Sache muss sich freilich so verhalten haben, die diesbezügliche Anschauung ist also zutreffend, nur scheint mir die Erklärung der fraglichen Thatsache in so lange nicht gegeben, als man



nicht im Stande ist, sich den Anfang der hieher gehörigen Vorgänge vorzustellen.

Ist einmal diese Vorstellung gewonnen und ist für dieselbe die Längserstreckung eines sich bildenden Steilrandes bereits etwas Gegebenes, dann wird für die späteren Phasen des ganzen Processes die approximative Beibehaltung dieser Richtung und die Aufrechthaltung eines Steilabfalles leichter verständlich. Alle Schwierigkeiten sind damit freilich auch noch nicht behoben. Ich erinnere z. B. an die bisweilen den Steilrändern vorliegenden isolirten Kegel, welche aus denselben Gesteinen bestehen, wie der Steilrand (in Schwaben z. B. der Hohenzollern, die Achalm, der Hohenstaufen etc.) und deren Stehenbleiben eine besondere Erklärung fordert, wenn auch diese Erscheinung vielleicht nicht das allgemeine Princip der Lösung des Problems alteriren, sondern in localen, noch zu ermittelnden Besonderheiten begründet sein kann. Eine vielleicht grössere Unbequemlichkeit bei dem Versuch jener Lösung wird man aber in dem Fehlen aller Absätze finden, welche der Erosion in dem dem Steilrand vorliegenden niedrigeren Lande zu verdanken sein sollten.

Diese Schwierigkeit ist auch von Anderen empfunden worden. Zittel hebt sie z. B. gelegentlich der Beschreibung der Steilränder in der libyschen Wüste hervor, wo Eocänkalke sich in dieser Weise über petrographisch denselben überdies ähnlich entwickelten Kreidegesteinen abheben. „Rathlos steht der Geologe vor diesen Denudationserscheinungen und sucht vergeblich nach den Ablagerungen, die sich aus dem zertrümmerten und weggeführten Material hätten bilden müssen.“

Wenn man sich nun auch denkt, dass das Zurückweichen der Steilränder ein sehr langsames ist, dass also die von solchen Steilrändern ausgehenden Wasserläufe Musse und Zeit hätten, mit der Wegschaffung dse erodirten Materials nicht im Rückstande zu bleiben, so bleibt doch die gänzliche Befreiung der Vorländer von den umgeschwemmten Producten der Steilränder auffällig genug.

Es lässt sich überhaupt nicht läugnen, dass wir etwas in's Gedränge kommen, sobald wir uns die Vorgänge bei der supponirten Erosion näher ausmalen wollen. Wer und was hat erodirt?

Man wird antworten, die von dem Plateaurande herabkommenden Wasserläufe. Dass dieselben bei der Erosion betheiligt waren, sobald einmal so etwas wie ein Plateausteilrand da war, ist zweifellos. Aber hier kommt der kitzliche Punkt der Frage zum Vorschein. Die Wasserläufe, welche heut von solchen Steilrändern ausgehen, fliessen offenbar (im Grossen betrachtet und von localen, namentlich nach dem Verlassen der Randzone eintretenden Laufschwenkungen abgesehen) in entgegengesetzter Richtung als solche Wasserläufe geflossen sein können, welche von den ursprünglichen nach der Seite des Steilrandes gelegenen Uferrändern der theilweise denudirten Plateauablagerung ausgingen. Diese Uferränder müssen ja doch höher gewesen sein, als die jüngsten, das heisst höchst liegenden Schichten der das Plateau bildenden Ablagerung. Die Erosion muss also gleich nach der Trockenlegung dieser letzteren in einem anderen Sinne gewirkt haben, als heute. Wann trat die Verlegung der Erosion in entgegengesetztem



Sinne ein und warum trat sie ein? Hierin liegt einer der Angelpunkte der ganzen Frage.

Bildeten vielleicht die von den alten Uferrändern ausgehenden Wasserläufe bald nachdem sie die jüngeren, später als Plateau mit Steilabfall zu modellirenden und noch ganz flach liegenden Bildungen erreicht hatten, sogenannte Scheidethäler, indem sie an der Grenze der älteren und jüngeren Bildungen dem alten Uferrande mehr weniger parallel verliefen? Wurden durch die Auswaschungen, von welchen beiderlei Bildungen betroffen wurden, verschieden gestaltete Ufer erzeugt, flachere auf der Seite der älteren Bildungen, welche durch ihre Gesteinsbeschaffenheit zu sanften Terrainformen inclinirten, steile Ufer auf der Seite der jüngeren Bildungen, welche durch ihre Gesteinsbeschaffenheit zur Entwicklung schroffer Gehänge disponirt waren? Wurde vielleicht auf diese Weise der erste Impuls zur Herstellung eines Steilrandes und zur Entwicklung einer längs desselben in seiner ganzen Breite sich äussernden Erosion gegeben, deren Wirkungen dann später selbstständig jenen Steilrand immer weiter zurückverlegten, ohne dass die betreffenden, den ganzen Process einleitenden Wasserläufe sich zu grösseren Flussläufen entwickelt hätten, welche den Steilrand immer wieder aufsuchten oder vielmehr ihn nie mehr verliessen? Liegt nicht aber eine Schwäche dieser hier in Frageform aufgeworfenen Hypothese in dem Umstande, dass der erste Anstoss zur Bildung des Steilrandes von Wasserläufen ausgegangen sein soll, die dem heutigen Steilrand oder dem alten Ufer der im Steilrand vertretenen Absätze annähernd parallel waren, während in der Nähe der heutigen Steilränder derartige geschlossene Flussläufe nicht existiren?

Oder sollte doch vielleicht die westösliche Richtung, welche beispielsweise gerade in unserem galizischen Falle die zahlreichen kleineren, den Steilrand verlassenden Bäche nach ihrem Austritt aus dem Bereich des Steilrandes einschlagen, eine Andeutung jener alten Richtung der Gewässer enthalten, welche einst an der Formations- und Ufergrenze der tertiären gegen die Kreideablagerungen weiter im Norden die erste Veranlassung zu der uns heute vorliegenden Terraingestaltung gegeben hätten? Auch wäre zu erwägen, ob und eventuell in welcher Weise eine Denudation durch Wind an dem fraglichen Process betheiligt war.

Doch genug von diesen Vermuthungen. Die Schwierigkeit des Problems ist mit den hier angeregten Beziehungen noch nicht erschöpft. Mag der erste Impuls zur Bildung der Steilränder von damit parallelen Flussläufen herrühren oder nicht, in jedem Falle haben solche Flussläufe bei der Fortbildung der Steilränder nicht mehr mitgewirkt. Was wir heute von Flusserosion im Bereich der letzteren finden, beschränkt sich, um gleich Beispiele zu nennen, in Galizien wie in Schwaben auf kurze Bachläufe, welche, von den dem Steilrand zunächst liegenden Theilen des Plateaus ausgehend, in ihrer Durchschnittsrichtung auf der des Steilrandes senkrecht oder doch schräg stehen, so dass zwischen je zweien solcher Bachläufe Stücke des Plateaurandes zu liegen kommen. Warum wird nun die Modellirung der Plateaumassen nicht vornehmlich im Sinne und in der Richtung dieser nicht mehr problematischen, sondern wirklich existirenden Bachläufe vorgenommen.

warum wird oder wurde ein solches Plateau nicht nach diesen thatsächlich nachweisbaren Erosionsrichtungen in durch tiefe Schluchten von einander getrennte grössere Stücke zerlegt, warum überwiegt im Effect vielmehr die im Durchschnitt oder ideal genommen auf den heut die Erosion besorgenden Wasserläufen senkrechte Richtung?

Noch misslicher wird die Sache, wenn wir an solche Steilränder denken, wie sie uns Zittel aus der libyschen Wüste beschreibt, wo einige Depressionen, beispielsweise die Oase Farafrah, wie es scheint, ringförmig geschlossen, von Steilrändern umgeben werden, deren Gesteinsmaterial aus Schichten besteht, welche den in den Depressionen entwickelten Formationen aufgesetzt sind.

Ich wollte mit den voranstehenden Ausführungen vor Allem darauf hinweisen, dass das geographisch-geologische Problem der Steilränder viel complicirter ist, als der Neumayr'sche Erklärungsversuch annimmt, so verdienstlich derselbe auch sein mag, es handelte sich für mich zunächst darum, jenes Problem mit seinen Theilen genauer zu umschreiben. Ob dann in den von mir aufgeworfenen Fragen schon Beiträge zu seiner Lösung enthalten sind, muss eine spätere vergleichende Discussion erst entscheiden.

Jedenfalls ist es nicht leicht, angesichts eines Phänomens, welches ebenso einfach scheint, als es uns bei den Erklärungsversuchen auf eine Reihe verwickelter Vorgänge hinweist, denjenigen Grad abwägender Klarheit zu erlangen, der alle diese Vorgänge ihrem relativen Werthe nach berücksichtigend, sich zu einer gerundeten, gleichsam plastischen Auffassung des Gegenstandes auch in der Darstellung erheben kann.

Bisher hat das discutirte Problem die Geologen wenig beschäftigt, es ist daher kein Wunder, wenn die principielle Discussion darüber noch etwas zu sehr auf dem Gebiete der aprioristischen Speculation sich bewegen muss, während doch andererseits gerade eine fruchtbare, das Gemeinsame der hieher gehörigen Erscheinungen von den localen Zufälligkeiten trennende Betrachtung noch an dem Mangel an positiven, aus einer grösseren Zahl von Gebieten beigebrachten Beobachtungen Hindernisse findet. Herr Professor Neumayr verspricht uns, bei einer anderen Gelegenheit ausführlicher seine diesbezüglichen Ansichten zu entwickeln. Hoffen wir, dass damit die Frage in Fluss kommt.

Es erübrigt uns noch, einige Betrachtungen an das Diluvium unseres Gebietes zu knüpfen. Dem durch seine Ausdehnung hervorragendsten und wichtigsten Gliede desselben, dem Löss, werden wir zum Schluss einen besonderen Abschnitt widmen. Hier mögen nur ein paar Worte über das nordische Glacialdiluvium gesagt werden, welche Formation hier schon dessbalb einige Aufmerksamkeit beanspruchen darf, als wir uns in dem beschriebenen Gebiet an einer der äussersten Verbreitungsgrenzen derselben befinden.

Es ist bekannt, dass in den letzten Jahren die Ansichten bezüglich der Genesis des nordischen erratischen Diluviums einen wesentlichen Umschwung erfahren haben. Während man früher der sogenannten Drift-Hypothese huldigte, derzufolge jene Materialien durch

schwimmende Eisberge herbeigebracht wurden, wendet sich jetzt die Mehrzahl der Forscher mehr oder weniger der Anschauung zu von einer ausgedehnten von Norden herabgreifenden Vergletscherung des gesammten Landstrichs, innerhalb dessen jene Ablagerungen angetroffen werden.

Torell und Nordenskiöld in Schweden, sowie Fürst Krapotkin in Russland (siehe Barbot de Marny, die Fortschritte d. geol. Beschreibung Russlands in den Jahren 1873 und 1874, p. 34) haben zuerst der seit längerer Zeit verdrängten Gletschertheorie wieder das Wort geredet, welche dann nach einiger Zeit beredte Vertreter in H. Credner (Ueber Gletscherschliffe auf Porphyrkuppen bei Leipzig, Ztschr. d. deutsch. geol. Ges. 1879, pag. 21 und über die Vergletscherung Norddeutschlands während der Eiszeit, Verh. d. Ges. für Erdkunde, Berlin 1880), in Helland (Ueber die glacialen Bildungen d. nordeuropäischen Ebene, Zeitschr. d. deutschen geol. Ges. 1879, pag. 63) und in Penck (die Geschiebeformation Norddeutschlands, Zeitschr. d. deutschen geol. Ges. 1879, pag. 117) gefunden hat. C. Grewingk hat in seinen Erläuterungen zur zweiten Ausgabe der geognostischen Karte Liv-, Est- und Kurlands (Dorpat 1879) aus den baltischen Gebieten mancherlei Thatsachen in demselben Sinne dargestellt, und während des Abschlusses dieser Arbeit erhalte ich die geologischen Reisenotizen aus Schweden von W. Dames (Zeitschr. deutsch. geol. Gesellsch. 1881), in welchen dieser Autor ebenfalls der Gletschertheorie völlig zustimmt, indem er dabei den Verbreitungserscheinungen bestimmter Geschiebearten besondere Aufmerksamkeit zuwendet. Auch G. Berendt, der vorzügliche Kenner des norddeutschen Diluviums, hat sich, obschon mit gewissen Einschränkungen, derselben Ansicht angeschlossen (Gletschertheorie oder Drifttheorie in Norddeutschland? Zeitschr. d. deutschen geol. Ges., 1879, pag. 1—20). Seine Ausführungen suchen eine Art von Vermittlung zwischen beiden Theorien zu schaffen, indem er das stellenweise Vorhandensein eines seichten, der Nordsee entsprechenden und mit dieser zusammenhängenden Meeresarmes als zulässig annimmt, welcher während der Glacialzeit Skandinavien und Finnland von dem übrigen Europa trennte und von dem viele 100 Fuss mächtigen Gletschereise in seiner ganzen Breite ausgefüllt wurde. Je nach dem Verhältniss der Tiefe dieses Meeresarmes hätte dann der Gletscher bald den Boden berührt und Schrammungen hervorrufen können, bald habe er sich an den tieferen Stellen gewissermassen schwimmend erhalten.

Ich glaube, wer den eingehenden Ausführungen der oben genannten Autoren aufmerksam folgen will, wird die Gletschertheorie, eventuell mit den von Berendt vorgeschlagenen Modificationen, für erwiesen ansehen müssen. Auf eine Wiederholung aller vorgebrachten Gründe kann ich mich hier selbstverständlich nicht einlassen, bleibt uns doch in Galizien, wo wir es so zu sagen nur mit den Ausläufern des erratischen Phänomens zu thun haben, ohnehin kaum etwas Anderes übrig, als die Ergebnisse der Arbeiten, welche in diesbezüglich typischeren Gebieten vorgenommen wurden, für unsere theoretischen Bedürfnisse zu acceptiren.

Man könnte höchstens noch darauf hinweisen, dass schon die Höhenverhältnisse der erratischen Geschiebe die Annahme, dieselben

seien auf offenem Meere von schwimmenden Eisbergen transportirt worden, so gut wie ausschliessen, Helland (l. c. p. 75) hat die wichtigsten Höhen zusammengestellt. Es geht daraus hervor, dass wir die Geschiebe an den Rändern der deutschen Gebirge bis zu 400 oder 450 Meter Höhe finden. Bei uns in Galizien erreichen sie bei Sądowa und bei Przemysl noch mehr als 270 und an den auf der beigegebenen Karte dargestellten Punkten ihres Vorkommens bei Sloboda und Maidan gegen 320 Meter Seehöhe.

Da nun ihre Südgrenze in Russland nicht über Kiew und Woronesz hinausgeht, das südliche geschiebefreie Russland aber keineswegs in einem höheren Niveau liegt, als das übrige Russland oder gar die früher bezeichneten Höhenpunkte der Verbreitung, so fällt die Südgrenze der Geschiebe in Russland keinesfalls mit einer alten Meeresuferlinie zusammen, wie man sich das bezüglich der Verbreitungsgrenze der Geschiebe an den Rändern der Karpathen und Sudeten allenfalls noch denken könnte. Wären also die Geschiebe von schwimmenden Eisbergen abgesetzt worden, dann sieht man nicht ein, warum die nordischen Blöcke nicht bis in die Krim oder an den Fuss des Kaukasus hätten gelangen können. Diese Voraussetzung trifft aber bekanntlich nicht zu, ebensowenig wie man sonst im südlichen Russland die Spuren eines von Norden hereinreichenden diluvialen Meeres kennt.

Zur Ergänzung dieser Betrachtung darf bemerkt werden, dass unter der Voraussetzung einer derartigen Meeresbedeckung die Annahme nicht zulässig wäre, wonach ein völliges Abschmelzen der schwimmenden transportfähigen Eismassen bis zur russischen Südgrenze der Geschiebe hätte erfolgen können, eine Annahme, mit deren Hilfe man ja vielleicht versuchen könnte, das Fehlen der nordischen Blöcke südlich von der Linie Kiew-Woronesz zu erklären. Wenigstens wissen wir, dass, um auf die Analogie der heutigen Vorkommnisse hinzuweisen, das Polar-Eis im atlantischen Ocean bis zum 40. Breitegrade und weiter gelangt, demnach dürfte es zur Glacialzeit schwimmenden Eisbergen nicht schwer geworden sein, in ebensolche Breiten vorzudringen. Kiew und Woronesz liegen aber viel, nämlich um mehr als 10 Grade nördlicher.

Die Südgrenze der nordischen Geschiebe fällt also keineswegs mit einer alten Uferlinie zusammen, was sie in consequenter Anwendung der Drifthypothese thun müsste.

Ist nun die Drifthypothese eine unmögliche, dann bleibt uns eben nur die Gletschertheorie zur Erklärung der fraglichen Erscheinungen übrig. Eine dritte, denkbar mögliche Annahme steht uns nicht zur Verfügung.

Mit Befriedigung kann ich constatiren, dass die hier für das nordische Erraticum adoptirte Gletschertheorie auch von denjenigen unserer jüngeren Fachgenossen zugelassen wurde, welche, wie die Herren Hilber und Uhlig, nach mir solche Theile Galiziens bereisten, wo Spuren nordischer Geschiebe vorkommen.

Diese Zustimmung, welche die Gletschertheorie sich mehr und mehr erwirbt, wird vielleicht mit der Zeit auch nicht ohne Einfluss

auf die Beurtheilung anderer weitgreifender theoretischer Fragen bleiben.

Nur eine kurze Bemerkung will ich in dieser Hinsicht mir noch gestatten.

Die Drifthypothese, welche für die vom nordischen Erraticum bedeckten Gegenden die Annahme eines Diluvialmeeres (und zwar nicht etwa eines seichten) zur Voraussetzung hatte, zwang uns nothwendig auch zur Annahme sehr beträchtlicher (relativer) Hebungen seit dem Abschluss der Glacialzeit. Bei der Höhe, welche das Vorkommen nordischer Geschiebe am Karpathenrande einnimmt (bei Teschen bis zu 1400 Fuss), hätten diese Hebungen einen Betrag erreichen müssen, welcher in vielen Fällen das Drittheil, ja die Hälfte der heutigen absoluten Meereshöhe der meisten unserer dortigen Sandsteinberge ausmacht, deren Emporsteigen über den Meeresspiegel doch schon seit dem Ende der Oligocänzeit ganz allgemein begonnen hatte. Wir würden dadurch zu der Folgerung gezwungen worden sein, dass die Veränderungen der Erdoberfläche, um nicht zu sagen die Bodenbewegungen in unseren Gebirgen in der jüngsten geologischen Vergangenheit, in dem relativ doch kurzen Zeitraume, der seit dem Aufhören der Eiszeit verflossen ist, viel intensiver und rascher vor sich gegangen seien, als während des ganzen Zeitraumes, der durch die miocäne, pliocäne und die Glacialperiode zusammen genommen repräsentirt wird. Für eine solche Folgerung fehlen uns aber sonst alle Anhaltspunkte. Wenn es auch von manchen theoretischen Erwägungen gefordert wird, zu glauben, dass die gebirgsbildenden Kräfte ihre Thätigkeit auch heute noch nicht überall eingestellt haben, so dürfen wir doch nicht voraussetzen, dass sie gerade in unseren Tagen und in der allerletzten Zeit eine im Hinblick auf die tertiären Epochen ganz unproportionirt grosse Wirksamkeit im verticalen Sinne entfaltet hätten.

In Norwegen sprechen allerdings eine Reihe von Erfahrungen dafür, dass sich das Land daselbst seit dem Schluss der Glacialperiode um 300—600 Fuss über den Meeresspiegel „gehoben“ hat, um diesen Ausdruck hier zunächst in ganz indifferentem Sinne zu gebrauchen. Selbst wenn wir, wofür freilich noch kein Grund vorliegt, eine Hebung in ähnlichem, sicher sehr bedeutendem Betrage für die Gebirge voraussetzen wollten, welche in Deutschland und Galizien der Verbreitung der nordischen Geschiebe Grenzen gesetzt haben, so wäre die Höhengrenze dieser Verbreitung noch immer beträchtlich über dem diluvialen Meeresspiegel geblieben, ein Wahrscheinlichkeitsgrund mehr für die Richtigkeit der Gletschertheorie im Gegensatz zur Drifthypothese!

Eines ist jedenfalls sicher, dass nämlich die norddeutsche Ebene sich seit dem Ende der Glacialzeit nicht sehr bedeutend über das Meeresniveau oder überhaupt über das Niveau, welches sie zur Glacialzeit einnahm, gehoben haben kann. Schon der Umstand, dass die heutigen Flüsse dieser Ebene bereits kurz nach dem Rückzuge des Eises existirten, wie aus den Untersuchungen der norddeutschen Geologen klar hervorgeht, wenn auch die Mündungen und der untere Lauf dieser Flüsse den heutigen Verhältnissen nicht entsprachen, beweist, dass das betreffende Land, in welchem die Flüsse sich bewegten, bereits als solches bestand.

Ich überlasse es nunmehr Anderen, aus den zuletzt erwähnten Thatsachen diejenigen Schlüsse zu ziehen, welche für die Discussion der Frage über die sogenannten secularen Hebungen und die Veränderlichkeit des Meeresspiegels von Nutzen sein können. Wenn sich seit dem Ende der Glacialzeit die Differenz zwischen dem Meeresspiegel und der Höhe der norddeutschen Ebene nur um einen unwesentlichen Betrag erhöht haben kann, wenn andererseits gewisse Theile Norwegens um den Betrag von einigen hundert Fuss seit derselben Zeit über den Meeresspiegel emporgestiegen sind, können dann die wechselnden Niveau-Unterschiede zwischen einzelnen Landestheilen und dem Meeresspiegel ausschliesslich durch eine Aenderung des letzteren bedingt worden sein? Hoffentlich werden wir auf diese Frage bald eine Antwort erhalten, wenn das von Suess (Verhandl. 1880, Nr. 11) angekündigte diesbezügliche Buch erscheinen wird.

Mit dem Aufwerfen dieser und ähnlicher Bedenken (siehe Seite 62 und 91 dieser Arbeit) stelle ich mich nicht etwa auf einen andern Standpunkt, als ich ihn in dem Referate (Verhandl. 1881, pag. 76) über die von Dechen'sche Kritik der Suess'schen vorläufigen Ausführungen einnahm. Unser Standpunkt bleibt aus den am Schluss jenes Referates betonten Gründen der angekündigten Publication gegenüber ein freudig zuwartender, und ebenso glaube ich nach wie vor, dass die hier berührten Meinungsdifferenzen sich mit der Zeit als leicht versöhnbar herausstellen und viel von ihrer gegenständlichen Bedeutung verlieren werden, wenn sich zeigen sollte, dass es neben den Schwankungen des Meeresspiegels, wie sie seit Jahren von manchen Forschern angenommen werden, auch noch selbstständige Bodenbewegungen sogar in flacheren Gebieten gibt, welche wir vielleicht besser verstehen lernen werden, wenn wir dieselben mit einem anderen Namen als dem secularer Hebungen und Senkungen belegen.

Wir sehen also, dass die hier besprochene Gletschertheorie im Stande ist, auch über anscheinend entfernter liegende Probleme der Wissenschaft Licht zu verbreiten, wie denn überhaupt solche Probleme nur durch consequentes Durchdenken unter vergleichender Berücksichtigung einer möglichst grossen Zahl von Thatsachen zu lösen sind. Freilich sind im Einzelnen noch nicht sämmtliche Schwierigkeiten für die Gletschertheorie hinweggeräumt.

Zu den Thatsachen, welche dabei noch Aufklärung verlangen, gehört vielleicht der Umstand, dass in den Karpathen, bis zu deren Fuss die nordische Gletschermasse gereicht haben muss, bis jetzt nur an wenigen der höchsten Partien eine selbstständige eigene Vergletscherung während der Eiszeit nachgewiesen ist, trotzdem in anderen, sogar niedrigeren, obschon nördlicheren Randgebirgen des nordischen Gletschers Anzeichen einer solchen Vereisung existiren, wie dies Kayser so eben für den Harz wahrscheinlich machte. (Verh. der Gesellschaft für Erdkunde, Berlin 1881). Mit Sicherheit können wir in unserem Falle nur von einer einstigen Vergletscherung der Tatra und der ostgalizischen, in der Gegend der Pruth- und Theissquellen gelegenen Czerna Hora sprechen, wie ich das in einer Notiz „über das Vorkommen von Eis-

zeitspuren in den Ostkarpathen" (Verhandl. d. geol. R.-A. 1878, p. 142—146) auseinandersetzte [1]). Nach meiner Schätzung gingen die Gletscher der Czerna Hora nicht unter 4300 Fuss Seehöhe herab. Nur wenn man gewisse, von Herrn Paul und mir sehr wohl beobachtete, aber noch nicht im Mindesten als sicher glacial zu deutende Erscheinungen in der Gegend von Žabie und Kutty in Betracht ziehen wollte, dann könnte man allenfalls eine noch tiefer reichende Vergletscherung der Karpathen als festgestellt ansehen. (Vergl. Jahrb. d. geol. Reichsanstalt, 1877, pag. 89 und 108.)

Wäre indessen in den Ost-Karpathen die Vergletscherung eine so grossartige gewesen, dann hätte man wohl auch in anderen Theilen dieses Gebirgszuges Spuren einer solchen entdecken dürfen. Seit dem Jahre 1879 habe ich mich nun zwar mit dem Studium des Nordgehänges der Karpathen nicht mehr intensiver beschäftigt, aber auch den inzwischen dort fortgesetzten Untersuchungen des Herrn Paul, über welche wir vielleicht noch detaillirte Berichte erwarten dürfen, scheint eine weitere Auffindung von Glacialspuren daselbst nicht gelungen zu sein.

Wenn demnach den vorläufig vorhandenen Beobachtungen gemäss eine einstige ausgedehnte Vergletscherung der Karpathen nicht angenommen zu werden braucht, so darf man sich fragen, wie das Fehlen einer solchen zu erklären wäre, in einer Zeit, in welcher ein ungeheurer Binnenlandgletscher bis an den Fuss des demnach grösstentheils unvergletscherten Gebirges reichte. Man sollte glauben, das Vorliegen eines so mächtigen und ausgedehnten Eisfeldes vor den westlichen Karpathen bis in die Gegend von Przemysl (bis an den Fuss der östlichen Karpathen reichte das nordische Eis nicht) hätte das Klima wenigstens auf der Nordseite der ganzen Kette so beeinflussen müssen, dass eine Vergletscherung des Gebirges davon die Folge gewesen wäre.

Trat nun diese Folge, wie wir beinahe anzunehmen genöthigt sind, nicht ein, so können wir uns kaum anders helfen, als durch die Voraussetzung, dass zur Eiszeit in der Region der Karpathen ein, wenigstens mit Bezug auf den Contrast zu den Bedingungen der nordischen Vereisung, aussergewöhnlich trockenes Klima herrschte, dass das Gebirge einen öden Steppencharakter besass und dass bei dem Mangel an Niederschlägen die selbstständige Gletscherentwicklung daselbst gehemmt war.

Dass ein solcher, wenn auch nicht gerade extremer, Steppencharakter nach dem Rückzuge des nordischen Eises sich über das früher von demselben occupirte Gebiet in Galizien ausbreitete, lernen wir aus den Lössabsätzen über dem Glacialdiluvium kennen, worauf wir später zu sprechen kommen. Dass ferner andererseits ausgedehnte Gebiete innerhalb kalter Gegenden arm an Niederschlägen sein können, dafür haben wir in den heutigen Verhältnissen deutliche Belege. Vor Allem darf hier der Zustände in Ost-Sibirien gedacht werden, wo Gletscher selbst in Gebirgsgegenden fehlen, deren mittlere Jahrestemperatur —15 bis —16° beträgt (vergl.

[1]) Neuerdings hat Paul Lehmann (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1881, 1. Heft) auch auf Gletscherspuren in den Fogarascher Alpen hingewiesen. Die rumänisch-transsylvanischen Gebirge liegen indessen für unsere Betrachtung zu fern.

Wojekof, Gletscher und Eiszeiten in ihrem Verhältniss zum Klima, Berlin 1881, pag. 9 u. s. w., Aus d. Zeitschr. für Erdkunde). Die Trockenheit des dortigen Klimas verhindert die Gletscherbildung trotz der niederen Temperaturen.

Die hier discutirte Annahme scheint mir nicht nur nicht unzulässig, sondern sogar von den Thatsachen gefordert zu sein, denn wenn wir uns derselben entgegengesetzt eine allgemeine Vergletscherung der Karpathen denken wollten, dann wäre es eigentlich wunderbar, dass das nordische Binnenlandeis sich ungestört bis an den Fuss des Gebirges hätte vorschieben und an diesem sogar etwas hinaufsteigen können. Die Gletscher der Karpathen, welche, um mich so auszudrücken, den Vortheil der unmittelbaren Nähe ihrer Operationsbasis und ein stärkeres Gefälle dem grossen finnisch-skandinavischen Gletscher gegenüber vorausgehabt hätten, würden dem letzteren ja doch das Terrain am Fusse des Gebirges streitig gemacht haben. Davon ist nichts bemerkbar. Mag man sich nun auch vorstellen, dass der nordische Gletscher durch seine immense Masse und Mächtigkeit den jedenfalls schwächer zu denkenden Karpathengletschern gegenüber bezüglich seiner lebendigen Kraftwirkung in einer gewissen Entfernung von den Karpathen im Vortheil war und dadurch etwas compensirte, was ihm an Bewegungsgeschwindigkeit abging, so mussten doch die karpathischen Gletscher, sofern es solche bis zum Fuss des Gebirges gab, wenigstens am Ausgang einiger grösserer Thäler, wie an der Sann bei Przemysl, dem nordischen Eis den Weg verlegen. Es müssten sich dort Moränen finden, welche das Zusammentreffen beider Gletschermassen bezeichnen würden. Da dies nicht der Fall ist, so liegt hierin sogar die Bestätigung der aus den bisherigen directen Beobachtungen gefolgerten Annahme von einer nur auf einzelne Localitäten und höchste Gipfel beschränkten Vergletscherung der Karpathen während der Diluvialperiode.

Anhangsweise kann ich hier noch die Frage berühren, ob die zahlreichen Wasserbecken (Teiche), durch welche sich heute gewisse Theile des ausserkarpathischen Galiziens auszeichnen, und welche, wie schon am Beginn der Arbeit in der hydrographischen Orientirung angedeutet wurde, auch in dem hier speciell abgehandelten Gebiet stellenweise einen merkwürdigen Zug der Landschaft bilden, nicht in irgend einem Zusammenhange mit den Glacialerscheinungen dieses Landes stehen. Das so häufige Vorkommen ähnlicher Wasseransammlungen in anderen Gebieten, die durch Glacialspuren bemerkenswerth sind, könnte auf diesbezügliche Vermuthungen führen. Unter den in mein hier beschriebenes Aufnahmsgebiet fallenden Teichen habe ich in der That auch an den Uferrändern des Teiches von Janow und an denen des Teiches von Maidan Spuren der nordischen Geschiebe wahrgenommen. Da aber das Vorhandensein solcher Teiche auch in anderen Theilen Galiziens constatirt werden kann, welche aller Wahrscheinlichkeit nach nie von dem nordischen Gletscher bedeckt waren, so möchte die Entstehung der galizischen Teiche (die Austiefung oder die Abdämmung einzelner Thalstrecken) eine von dem Glacialphänomen theilweise unabhängige sein, und wir hätten dann ein interessantes geographisch-geologisches Problem vor uns, dessen nähere Ursachen noch zu ermitteln sind.

Der Löss.

In Gebieten, welche hauptsächlich aus älteren Formationen zusammengesetzt sind, deren Entwirrung die Zeit des Geologen in Anspruch nimmt, wird man oft den jüngeren und jüngsten Bildungen wenig Aufmerksamkeit zuwenden können, in Landstrichen aber, wie in den hier geschilderten, wo solche Bildungen ganz vorwaltend vertreten sind und relativ älteren Formationen wenig Raum zur oberflächlichen Entwicklung lassen, bleibt dem reisenden Geologen oft nichts anderes übrig, als sich etwas intensiver auch mit den sonst gern etwas vernachlässigten Producten der letzten, der Gegenwart nahestehenden Epochen zu beschäftigen. Unter diesen Producten spielt in den hier behandelten Theilen Galiziens der Löss unzweifelhaft die grösste Rolle, und da, wie ich schon in einem Vortrage am 12. Januar 1881 (Verh. der geol. R.-A. Nr. 2) andeuten konnte, sich in dem beschriebenen Landstrich manche für das Verständniss der genetischen Beziehungen des Löss wichtige Thatsachen ergeben haben, so mag eine zusammenfassende Uebersicht über die Art des Auftretens jenes Gebildes am Schlusse unserer Mittheilungen am Platze sein.

Vorausgeschickt darf werden, dass der Löss unseres Gebietes und Galiziens überhaupt sich durch alle die Eigenschaften auszeichnet, welche auch anderwärts als charakteristisch für diese Bildung gelten. Er besitzt ein feines, gleichförmiges Korn, ist porös, zeigt senkrechte Zerklüftung, meist keinerlei Schichtung und enthält stellenweise Kalkconcretionen (Lössmännchen). Seine organischen Einschlüsse stammen fast durchgehends von Landbewohnern her und weisen meist auf eine ziemliche Einförmigkeit des Lebens zur Zeit seiner Ablagerung hin. Kurz, der galizische Löss ist so sicher wahrer und wirklicher Löss, dass die Folgerungen, welche sich bezüglich seiner Entstehung machen lassen, einige Beachtung auch für die Beurtheilung anderer Lössgebiete beanspruchen dürfen.

Auf die chemische Zusammensetzung des Löss lege ich für die allgemeine Charakteristik desselben, soweit sie zur Feststellung der petrographischen Bestimmung überhaupt dienen soll, keinen besonderen Werth, da diese Zusammensetzung von vornherein nicht überall die gleiche sein kann und nach der Beschaffenheit der mehr oder weniger vielgestaltig zusammengesetzten Ursprungsgebiete der hier besprochenen Bildung wechseln muss, gleichviel wie man sich die Zufuhr und die Art des Transportes von jenen Gebieten her vorstellt. Selbstverständlich würden aber bei sehr genauen Detailuntersuchungen, bei dem Versuch der Feststellung localer Eigenthümlichkeiten in den Absatzbedingungen auch die chemischen Merkmale eine eingehendere Berücksichtigung verdienen, doch muss ich in dieser Richtung meinen Nachfolgern in Galizien freies Feld lassen.

Nur in Bezug auf eine der über die Entstehung des Löss aufgestellten Theorien hat die chemische Beschaffenheit dieses Gebildes unmittelbar ein Wort mitzureden, das ist in Bezug auf Volger's Annahme, der Löss sei die von den Abhängen der Erhöhungen durch Regen herabgespülte Verwitterungserde. (Geschichte der Bodenbildung

als Schlüssel zur Bodenkunde. Aus Hamm's agronomischer Zeitung 1865). So viel Richtiges auch in dieser, leider vielfach unberücksichtigt gebliebenen Darstellung steckt, gegenüber allen Hypothesen, welche eine marine oder fluviatile Entstehung des Löss voraussetzen, und so wenig selbst von den Vertretern einer subaërischen Genesis des Löss die Mitwirkung der Spülwasser nach Schneeschmelzen oder Regengüssen in Abrede gestellt wird, so unzureichend ist doch andererseits diese Annahme, wenn man bedenkt, dass dann die Lössmassen an den jeweiligen Punkten ihres Auftretens sich von der Zusammensetzung ihrer directen älteren Unterlage viel abhängiger zeigen müssten als sie das thun. Es müsste z. B. in der Gegend von Lemberg der auf Kreidemergel ruhende Löss eine dem ersteren entsprechende Zusammensetzung haben und ebenso dürfte der Löss an den Abhängen der tertiären Sandberge keine andere als eine rein sandige Zusammensetzung besitzen. Um einzusehen, dass dies nicht der Fall ist, dazu genügt zwar die einfache, blosse Betrachtung des Löss an seinen verschiedenen Fundorten, allein ich habe auch von einigen Proben eine Untersuchung der in denselben enthaltenen, in Salzsäure löslichen Bestandtheile vornehmen lassen, was zur Beurtheilung der erwähnten Frage und vorläufig auch zum Vergleich mit dem Löss anderer Gegenden genügen dürfte.

Herr R. Lange, der zur Zeit als Volontär im Laboratorium der Reichsanstalt arbeitet, theilt mir in Folgendem das Ergebniss der Untersuchung von drei Analysen mit, deren Proben von den Orten Kleparow, Żołtańce und Wulka Siechowska stammen.

	Kleparow	Żołtańce	Wulka Siechowska
In Salzsäure unlöslich .	85·80 Proc.	79·80 Proc.	71·70 Proc.
Thonerde und Eisenoxyd	2·75 „	2·70 „	2·62 „
Kohlensaurer Kalk: Kalk . .	4·00 „	6·57 „	11·28 „
Kohlensaurer Kalk: Kohlensäure	3·14 „	5·16 „	8·86 „
Kohlensaure Magnesia: Magnesia .	0·64 „	0·73 „	1·06 „
Kohlensaure Magnesia: Kohlensäure	0·70 „	0·81 „	1·17 „
Verlust (Wasser)	2·97 „	4·23 „	3·31 „
	100·00 Proc.	100·00 Proc.	100·00 Proc.

Die Probe von Kleparow stammt vom Fusse des aus vorwiegend sandigen Bildungen bestehenden Plateaurandes, die Probe von Żołtańce aus dem Gebiet der welligen Tiefebene, deren Hügel in ihrem Kern ausschliesslich aus Kreidemergel zusammengesetzt sind, und die Probe von Wulka Siechowska, die sich durch grossen Kalkgehalt auszeichnet, gehört dem Seite 19 dieser Arbeit erwähnten, harten, minder typischen Lössmergel an, welcher in der Nähe von Kreidemergel, Nulliporenkalken und Sandsteinen vorkommt.

Unter den organischen Einschlüssen spielen, wie das auch in anderen Lössgebieten oft der Fall ist, Schnecken und zwar Landschnecken die Hauptrolle[1]). Die folgenden Arten sind davon bis jetzt

[1]) Es ist begreiflich oder eigentlich selbstverständlich, dass die Fauna des Löss nicht allerorts dieselbe Zusammensetzung haben kann, sondern localen Veränderungen unterliegen musste. Es können deshalb petrographisch und (soweit sich das beurtheilen lässt) genetisch mit dem deutschen Löss übereinstimmende Bildungen noch ganz berechtigter Weise Löss genannt werden, selbst wenn ihre Fauna aus

sicher constatirt: *Helix hispida, Helix tenuilabris, Succinea oblonga, Pupa muscorum*, von denen die ersterwähnte die weitaus häufigste ist. (Vergl. auch Hilber, Verhandl. der geol. R.-A. 1881, pag. 303, sowie für die Gegend der Strypa die Angaben von Dunikowski, Jahrb., 1880, pag. 67.)

Es darf hinzugefügt werden, dass im galizischen Löss die Vertheilung der Schnecken keine gleichmässige ist. Manche Partien sind z. B. von Lössschneken völlig frei (und dies ist ein Fall, der sehr häufig eintritt), andere sind davon ganz erfüllt. Ich bemerkte speciell bei Lemberg, z. B. bei Kleparow und bei Grzybowice, an gewissen Stellen massenhaft Schalen der kleinen *Helix hispida* mit Ausschluss jeder andern Schneckenart, während benachbarte Stellen im Löss überhaupt keine Schnecken mehr enthielten.

Sehr beachtenswerth erscheint nun, dass jene an Schnecken reichen Partien nicht etwa als besondere, den übrigen Lössmassen eingeschaltete Schichten vorkommen, sondern dass sie an den Orten ihres Auftretens die ganze übrige Lössbildung von unten nach oben mehr oder minder vollständig, gleichsam pfeiler- oder kegelförmig durchsetzen. Herr Dr. Hilber hat solche Wahrnehmungen in seinem dem meinigen benachbarten Aufnahmsgebiet wiederholt gemacht, und wenn man die Arbeiten über andere Lössgebiete liest, z. B. von Tardy (Bull. soc. géol. 1877, pag. 712) über das Becken der Saone, so kommt man zu der Ueberzeugung, dass das Vorkommen der Schnecken auch dort wenigstens keiner gleichförmigen Vertheilung entspricht. Jentzsch (Zeitschr. für die ges. Naturwissensch. 1872, pag. 55) spricht zwar von den horizontalen Lagen der Conchylien und Lösskindel bei Naumburg und an anderen Orten, und bezüglich der Lösskindel stimmen seine Wahrnehmungen auch mit den anderwärts gemachten überein, allein an einer anderen Stelle seiner Arbeit (pag. 45) deutet er an, dass der Löss hie und da schneckenfrei erscheint, und ausserdem betont er, (pag. 80), dass „die Schnecken zumeist nicht weit von der Stelle gelebt haben, wo wir jetzt ihre Schalen finden“, weil einzelne Lösspartien, die von einander kaum 100 Schritt entfernt sind, bisweilen ganz verschiedene Schneckengehäuse führen. Auch nach Platz (Geogn. Beschr. d. unteren Breisgau, Karlsruhe 1858, p. 22) kommen die Landschnecken im Löss nur strichweise vor. Es ist offenbar, dass gewisse Localitäten vermuthlich durch das Vorkommen bestimmter Pflanzen die für das Leben jener Schnecken nöthigen Bedingungen aufwiesen, andere Localitäten dagegen nicht oder in geringerem Grade, und dass diese Begünstigung einzelner Stellen durch längere Zeit während des anhaltenden Wachsthums der Lössabsätze fortdauerte.

Die hier hervorgehobene Thatsache steht mit der Annahme einer subaërischen Genesis des Löss vortrefflich im Einklang, sie wird unerklärlich, wenn man den Löss als das Product von Ueberschwemmungen

---

ganz anderen terrestrischen Arten sich zuzammensetzt, als im mitteleuropäischen Löss. So z. B. würde ich es nicht für unstatthaft finden, auch die Absätze, deren ganz eigenartige, heutigen südeuropäischen Formen entsprechende Landschneckenfauna Hilber aus Griechenland (40. Bd. der Denkschriften d. math. naturw. Cl. d. Akademie der Wissensch. Wien, pag. 209) beschrieb, geradezu als Löss zu bezeichnen.

betrachtet, denn wie sollten Wasserfluthen ihren Schlamm, sobald er zufällig Schneckenschalen enthält, gerade immer wieder an genau dieselben Stellen tragen? Wie sollten sie ferner dabei immer dieselbe Auswahl von Arten treffen?

Ueberdies zeigen unsere Schneckenschalen nirgends die Spuren von Abrollung..

Ausser den Landschnecken sind es Reste von Säugethieren, welche im galizischen Löss gefunden werden. Die Zahl der diesbezüglich bekannten Arten und Fundorte ist vorläufig nicht gross, sogar geringer, als in anderen Lössgebieten, wird sich aber wohl entsprechend vermehren, wenn einst dem Gegenstande mehr Aufmerksamkeit zugewendet werden wird. Zunächst erinnere ich an die Mittheilung von E. Suess (Jahrb. d. geol. R.-A. 1859, Verhandl. p. 52), wo aus der Gegend des Dunajec- und Wislok Flusses Reste von *Bos priscus*, *Bos primigenius* und namentlich zahlreiche Reste von *Elephas primigenius* erwähnt wurden. Schon vor 30 Jahren hatte übrigens F. v. Hauer (Jahrb. d. geol. R.-A. 1851, 4. Heft, pag. 158) die Auffindung eines Mammuthschädels bei Rzeszow besprochen, welcher dort an der Basis des Löss auf Schotter gelegen war. Der betreffende Löss selbst enthielt Spuren von verkohlten Holzstämmen. Kořistka (Ergänzungsheft Nr. 12 zu Petermann's Mittheil. pag. 13) führte auch aus dem Löss von Rogoźnik Reste jenes Dickhäuters an. Endlich wurden Ueberreste solcher Elephanten auch in der näheren Umgebung von Lemberg selbst gefunden. So kam an die Reichsanstalt eine diesbezügliche Mittheilung durch Nechay (Verhandl. 1868, p. 222) über einen Mammuthszahn, welcher bei Hołosko in einer Tiefe von zwei Klaftern unter der Oberfläche entdeckt wurde, und ausserdem theilte mir Herr Prof. Kreutz mit, dass vor einigen Jahren eine ähnliche Entdeckung im Löss des Plateau zwischen der oberen Pohulanka und dem Eisenbrünndl in den dortigen Ziegeleien gemacht wurde. Dass vor Kurzem in der Nähe von Lemberg auch die erste Andeutung der für den Löss so bezeichnenden kleinen Nagethierfauna gegeben werden konnte, ist im früheren Verlaufe unserer Darstellung schon berichtet worden.

Ist durch die Constatirung jener grossen ausgestorbenen Pflanzenfresser im Löss auch dargethan, dass der letztere der Hauptsache nach der Diluvialzeit angehört, so darf doch nicht übersehen werden, dass die bei Lesienice beobachtete Wechsellagerung desselben mit relativ jüngeren Culturschichten eine Fortsetzung der Lössbildung bis in die historische Zeit hinein beweist, und dass andrerseits die evidente Ueberlagerung des nordischen Glacialdiluviums bei Sądowa wisznia durch Löss den letzteren als postglaciale Ablagerung (wenigstens bei uns in einem grossen Theile von Galizien) charakterisirt, wenn auch kein Grund vorliegt, um die Annahme gänzlich auszuschliessen, dass in den gletscherfreien Gegenden des Landes die Lössbildung bereits etwas früher begonnen hat.

Ueberdies ist auch schon an anderen Stellen Galiziens diese Ueberlagerung des Glacialdiluviums durch den Löss von früheren Beobachtungen her bekannt, so dass die von mir mitgetheilte Thatsache nicht vereinzelt dasteht. So sprach Foetterle (Jahrb. d. geol. R.-A. 1859, Verh. pag. 102) von glacialen Sanden mit erratischen

Blöcken, welche im Krakauer Gebiet von Löss bedeckt werden, und desgleichen erkannten (ibid. p. 104) die Herren H. Wolf und D. Stur, dass auch bei Przemysl der Löss über dem dortigen erratischen Diluvium liege. Es erscheint mir nicht unwichtig, solche Thatsachen, auf welche auch Richthofen (China, 1 Bd., p. 160) sich beruft, hier nochmals hervorzuheben, da die Meinung, der Löss sei in genetischer oder zeitlicher Verbindung mit der Glacialzeit und den Gletscherwässern derselben zu denken, noch immer nicht ganz aus der Literatur verschwinden will, obschon auch für Deutschland die Anzeichen sich mehren, dass der dortige Löss im Ganzen einer späteren Epoche angehört, als der Eiszeit.

Auch in Bezug auf eine andere Erscheinung stimmt der galizische Löss mit dem mitteleuropäischen überein. Er fand nämlich die heutigen Thäler in ihrer Anlage beim Beginne seiner Bildung bereits vor. Wir haben wenigstens im Verlaufe unserer Darstellung einige Male Gelegenheit gefunden, auf diesen Umstand hinzuweisen, und ich will mich bei einer Sache, welche wahrscheinlich von den Meisten nicht in Zweifel gezogen worden wird, nicht in weitläufige Recapitulationen des bereits Gesagten einlassen. Uebrigens ist die betreffende Vorstellung auch von vorneherein sehr naheliegend. Seit dem Ende des Absatzes der mediterranen Bildungen blieb das hier zunächst beschriebene Gebiet trockenes Land oder, da anderwärts in Galizien und der Bukowina auch noch sarmatische Schichten entwickelt sind, darf man sagen, dass wenigstens seit dem Abschluss der Bildung der letzteren Galizien ein Festland geblieben ist, wie wir das in den vorangegangenen Seiten zur Genüge ausgeführt haben.

Es war also noch während des Endes der Tertiärzeit und für alle von dem nordischen Erraticum nicht bedeckten Gebiete (wozu wir die nächste Umgebung von Lemberg rechnen müssen) auch während eines Theiles der Diluvialperiode Zeit und Gelegenheit zur Ausfurchung von Thälern gegeben.

Ich kann mich deshalb nicht leicht entschliessen, der Meinung v. Dunikowski's (Verhandl. d. geol. R.-A. 1881, p. 83) beizupflichten, die Thalfurchen der galizisch-podolischen Landschaften seien erst nach Ablagerung des Löss ausgewaschen worden, eine Meinung, welche sich auf das angebliche Vorkommen von karpathischem Schotter über dem Löss der Dniester-Gegend und sogar auf der nördlichen, von den Karpathen abgewendeten Seite des Dniester stützt. Es muss weiteren Beobachtungen überlassen bleiben, zu prüfen, was es mit jenem Schotter für eine Bewandtniss hat und ob derselbe überdies mit Sicherheit als aus den Karpathen stammend angesehen werden kann, in keinem Falle aber ist eine einzige derartige Angabe geeignet, die Richtigkeit einer ganzen Anzahl anderer Beobachtungen aufzuheben, und es liegt nun einmal in der Natur der Sache, dass wir weniger geneigt sind, Beobachtungen in Zweifel zu ziehen, welche mit der Summe unserer Erfahrungen übereinstimmen, als solche, welche diesen Erfahrungen widersprechen. Wenn die Nebenflüsse des Dniestr vor dem Absatz des Löss ihre Thäler gehabt haben, dann dürfte auch der Dniestr selbst zu jener Zeit nicht ohne solches gewesen sein.

Ueberdies erfahre ich während des Abschlusses dieser Arbeit, dass Herr Uhlig sich an Ort und Stelle der Beobachtung Dunikowski's davon überzeugte, dass hier ein Missverständniss vorlag und dass Herr v. Dunikowski selbst seine diesbezügliche Meinung nicht mehr aufrecht erhält.

Wenn wir sagten, der Löss habe bei seiner Bildung die heute bestehenden Thäler bereits vorgefunden, so ist aber damit nicht gemeint, er sei in seiner Verbreitung auf dieselben beschränkt. Ausdrücklich wurde vielmehr an geeigneten Orten darauf hingewiesen, dass er in dem ganzen beschriebenen Gebiet auch völlig unabhängig von jenen Thalfurchen verbreitet sei, sich mantelförmig den Unebenheiten des Terrains anschmiege und auf der Hochfläche des Lemberger Plateau's grade so gut vorkomme, wie in der Tiefebene von Kulikow oder Jaryczow, sowie er nicht minder vielfach die Abhänge bekleidet, welche jenes Plateau mit der Tiefebene vermitteln.

Die Höhendifferenzen der Orte des Vorkommens des Löss betragen in nächster Nähe von Lemberg bis 140 Meter. Z. B. etwas östlich von den nördlich Lemberg gelegenen Dörfern Zboiska und Malechow liegt der Löss in einer Seehöhe von etwa 260 Metern. Kaum eine schwache Viertelstunde westlich von Zboiska steigt er in der flachen Kuppe des Meridian mire continuirlich schon bis zu 335 Metern empor, und etwas nördlich davon, wo am Grunde der tief eingerissenen Lössschluchten des Chowaniec bereits überall die Kreide herauskommt, herrscht er auf der Höhe dieses Berges in 350 Metern Seehöhe. Schon bei der Localbeschreibung habe ich hervorgehoben, wie gerade in diesen Schluchten die mantelförmige Anlagerung des Löss an seine Unterlage sehr deutlich zu bemerken sei. Während die nördlich von Zamarstynow entblössten Lösswände zu etwa 280 Metern Seehöhe ansteigen über dem Thale des Pełtew, das in dieser Gegend etwa 250, weiter östlich abwärts schon in der Gegend von Kamienopol nur etwa 240 Meter Seehöhe besitzt, herrscht typischer Löss nicht minder auf der Höhe des Plateaurandes beim erzbischöflichen Palais und beim Bahnhofe in einer Seehöhe von 350 Metern oder auf der bis zu 382 Meter ansteigenden Oberfläche des Plateaus zwischen den oberen Schluchten der Pohulanka und des Eisenbrünndls.

Wir finden ihn südöstlich von Lemberg bei Davidów, dort, wo die Chaussée von dem Krotoszyn mit Wulka verbindenden Feldwege gekreuzt wird, bei 356 Metern auf der Plateauhöhe liegen und kaum 7 Kilometer nordöstlich davon steigt er an den Thalrändern der Marunka bei Czyski bis zu 260 Metern herab.

Diese Beispiele werden genügen, um das über die hypsometrische Verbreitung des Löss Gesagte für unser Gebiet zu illustriren. Der letztere bedeckt überhaupt das ganze Plateau südlich und südwestlich von Lemberg weithin in einer Weise, dass nur an wenigen Punkten, wie bei Zubrza und Obroszyn oder etwa südlich von Nawarya die ältere Unterlage zum Vorschein kommt, und seine Verbreitung (wenn auch wahrscheinlich nicht seine Mächtigkeit) ist daselbst nicht geringer, als in der Tiefebene. Uebrigens mag man sich an den Ziegeleien zwischen Sichow und der Haliczer Vorstadt überzeugen, dass stellenweise auch seine Mächtigkeit auf diesen Höhen keine unbedeutende ist.

Wo die Gehänge nicht zu steil waren und er Platz fand, sich anzulagern, wie an manchen Stellen bei Krzywczyce und Lesienice oder namentlich westlich der Linie Winniki-Winniczki bei den verschiedenen Dörfern, welche dort mit dem Namen Wulka bezeichnet werden, bekleidet der Löss sogar den Abfall des Plateaus gegen die Tiefebene, und nur stellenweise gelingt es den diesen Abfall bildenden Tertiärbildungen, sich an die Oberfläche zu drängen, wenn dieser Ausdruck erlaubt ist. Nicht blos die Thäler im Allgemeinen, auch diesen Plateaurand muss der Löss im Wesentlichen schon bei seiner Bildung vorgefunden haben.

Dieses völlig deckenförmige Verhalten des Löss[1]) gegenüber den Höhendifferenzen und Unebenheiten der davon bedeckten Unterlage ist völlig unvereinbar mit der Annahme seines aquatilen Ursprunges.

Um auf einen für das beschriebene Gebiet naheliegenden Vergleich oder vielmehr Gegensatz hinzuweisen, mag an das früher geschilderte Verhalten des unteren Theils der Tertiärbildungen bei Glińsko erinnert werden, welche ihrerseits gleichfalls beim Beginn ihrer Ablagerung eine unebene hügelige Unterlage (den Kreidemergel) vorfanden, aber nie mantelförmig die letztere überdecken, sondern an den Erhebungen derselben sich auskeilen oder abstossen. So verhalten sich Absätze, die unter Mitwirkung des Wassers zu Stande gekommen sind; Ablagerungen, die sich anders verhalten, müssen die Vermuthung erwecken, dass sie auch anders zu Stande gekommen sind.

Es wiederholt sich also nach dem Gesagten auch in Galizien die bereits von v. Richthofen (Verhandl. d. geol. R.-A. 1878, p. 294) betonte Unabhängigkeit des Löss von den Meereshöhen.

Was die Mächtigkeit des galizischen Löss anlangt, so haben wir uns im Verlauf der früheren Localbeschreibungen überzeugen können, dass dieses Gebilde sogar an den höher gelegenen Lehnen des Plateaus oft einige Klafter stark wird; in den tiefer gelegenen Gebieten kann man diese Mächtigkeit stellenweise ganz gut auf 5—7 Klafter veranschlagen. Das erscheint übrigens wenig im Vergleich zu der riesigen Stärke gewisser asiatischer Lössablagerungen, indessen nicht gar so wenig im Hinblick auf die Mächtigkeit von Ablagerungen, die nachweislich von grossen Strömen herrühren. Wissen wir ja doch (vergl. O. Fraas, Aus d. Orient. Stuttgart 1867, p. 211), dass die Mächtigkeit der Ablagerungen des Nil nicht mehr als ungefähr 10 Meter beträgt. An solche Ströme ersten Ranges müsste man also schon der verticalen Ausdehnungen der Absätze wegen in jedem Falle denken, wenn man die Lössbildungen Galiziens auf fluviatilen Ursprung zurückführen wollte. Wir werden später sehen, dass solche Ströme nicht einmal genügen würden, wenn man die horizontale Verbreitung in Betracht zieht.

Hilber hat, wie ich glaube, die Mächtigkeit des galizischen Löss (Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1881, pag. 245) bedeutend überschätzt, als er denselben in der Gegend von Żolkiew und Rava beobachtete.

---

[1]) Diese Art des Auftretens stimmt mit dem Vorkommen des deutschen Löss, z. B. in Sachsen, überein, wo nach Jentzsch (Zeitschr. für die gesammten Naturwissenschaften, redigirt von Giebel, Berlin 1872, pag. 75) die tieferen Lagen des Löss „mit den höher gelegenen continuirlich verbunden" erscheinen.

Er fand daselbst dieses Gebilde auf Hügeln bis zu 68 Meter relativer Höhe über den nächsten Thaldepressionen, es war aber ein Irrthum diese 68 Meter für die Mächtigkeit des Löss zu halten, wenn auch in den Schluchten, welche in jenen Hügeln eingerissen waren, nichts als Löss zu Tage kam. Im Innern der betreffenden Hügel steckt gewiss ein Kern von älteren Bildungen, welche nur äusserlich, ganz analog andern von uns beschriebenen Fällen, von Lössabsätzen umhüllt werden.

Zeuschner gibt übrigens (Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. Wien, 17. Bd. 1855, pag. 299) 50—100 Fuss als die Mächtigkeit des Löss nördlich von Krakau an.

Es ist wohl heute noch nicht möglich, ausführlicher über den Löss einer Gegend zu schreiben, ohne der abweichenden Meinungen zu gedenken, welche über die Entstehung jenes Gebildes sich gegenüberstehen und ohne die in jener Gegend ermittelten Beobachtungsthatsachen mit diesen Meinungen zu vergleichen. Ich will also einer derartigen Discussion nicht ausweichen, wie ich denn auch vorgreifend schon bisher mich einiger diesbezüglicher Bemerkungen nicht habe enthalten können.

Sehr ernsthafte Forscher erblicken noch heute in dem europäischen Löss ein Product von Flussüberschwemmungen. Ausser Herrn Jentzsch, gegen dessen Argumente ich bereits an einer andern Stelle mich ausgesprochen habe, gehören hierher vor Allem F. Sandberger (Ueber Ablagerungen der Glacialzeit und ihre Fauna bei Würzburg, aus d. Verhandl. d. phys.-med. Ges. zu Würzburg, 14. Bd.) und die Herren Benecke und Cohen, welche in ihrer geognostischen Beschreibung der Umgebung von Heidelberg (3. Heft, Strassburg 1881) den dortigen Lössablagerungen grössere Aufmerksamkeit gewidmet haben. Wenn auch die Arbeiten dieser Geologen, namentlich der letztgenannten, bei ihren diesbezüglichen Conclusionen mehr die locale Bedeutung derselben betonen, so lugt doch der Zweifel, den sie betreffs der atmosphärischen Entstehung des Löss auch im Allgemeinen hegen, aus ihren Ausführungen überall hervor. Es sieht doch, wenn man manche Schriften liest, ungefähr so aus, als wäre man vielfach der Ueberzeugung, für Asien und für die Chinesen (man verzeihe den Scherz) sei die Theorie von der subaërischen Entstehung des Löss grade gut genug, für das um so viel länger und genauer studirte Mitteleuropa brauche man dergleichen Hypothesen nicht.

Es ist aber eigentlich doch etwas befremdlich, dass man gegenüber der Vorstellung, der Absatz aus der Atmosphäre spiele bei geologischen Vorgängen eine nicht unwichtige Rolle, sich vielfach so ablehnend verhält, sobald es sich um eine thatsächliche Anwendung dieser Vorstellung handelt, und doch ist die letztere im Princip der geologischen Forschung schon seit langer Zeit nicht fremd. Welche Rolle der Wind bei der Dünenbildung spielt, ist ja Niemandem unbekannt, und neuerdings erfahren wir durch die Challenger-Expedition, dass auf den Bermudas-Inseln sogar Kalksteine ihre Entstehung der Atmosphäre verdanken. Wyville Thomson (The Atlantic, vol. I., London 1877, pag. 308 u. s. w.) schildert ausführlich diese „Aeolian rocks". Ehrenberg's Untersuchungen über die Staubnebel, welche namentlich west-

lich von Afrika dem atlantischen Ocean zugeführt werden, haben ergeben, dass die Hunderttausende von Centnern erdiger fester Stoffe, welche in diesen Nebeln enthalten sind, den Grund des Meeres rascher als jeder andere Bodensatz erhöhen würden, wenn diese Massen nicht von den Strömungen des Wassers fortgeführt und vertheilt würden, und neuerdings hat Tissandier höchst interessante Nachweise über die Menge des über Paris schwebenden Staubes geliefert. Schon Volger (Erde und Ewigkeit, Frankfurt 1857, pag. 337) hat den wichtigen Dienst hervorgehoben, den der Wind „zur Abgleichung der Höhen und Vertiefungen der Erde" verrichtet und darauf aufmerksam gemacht, wie rasch sich selbst der Schnee unserer Hochgebirge mit Staub bedeckt, und selbst auf den Eisfeldern Grönlands (vergl. Petermann's Mittheil. 1880, pag. 103) finden sich allenthalben, namentlich in der Nähe des eisfreien Landes, nicht unbedeutende Thon- und Sandmassen, welche „als Staub von verwitternden Felsen durch Stürme" herbeigeführt werden. Sehr lehrreich sind die neuerdings gegebenen Mittheilungen und Zusammenstellungen von Lasaulx über den sogenannten kosmischen Staub (in Tschermak's mineral. Mittheil. Wien 1881) und die kurzen Bemerkungen desselben Autors über die Atmosphäre und ihre geologische Bedeutung (in der Encyclopädie d. Naturwissensch. 2. Abth., Breslau 1882), welche mir soeben beim Abschluss dieser Arbeit in die Hand kommen.

Kann demnach ganz abgesehen von den Beobachtungen in Steppengebieten kein Zweifel darüber bestehen, dass feste Theile aus der Atmosphäre zum Absatz gelangen, so kann es auch wenigstens principiell kein Bedenken erregen, dass der Versuch gemacht wird, solche Absätze irgendwo wieder zu erkennen. Die Zeit ist wohl auch nicht fern, wo man sich ebensowenig darüber wundern wird, dass im Laufe der Jahrhunderte Staubablagerungen aus der Luft es zu etlichen Klaftern Mächtigkeit bringen, als man heute auch nur im Geringsten zögert den Absätzen aus Wasser, welche sich innerhalb gewisser Perioden gebildet haben, eine Mächtigkeit von oft vielen Tausend Fuss zuzusprechen. Für die völlig unbefangene und so zu sagen geologisch nicht vorbereitete Vorstellung ist das Letztere durchaus nicht einfacher oder begreiflicher als das Erste. Bei allen solchen Dingen kommt es nur auf die Ueberwindung der ersten Abneigung und auf einige Gewöhnung an.

In Bezug auf Einzelheiten lässt sich dann noch immer rechten. Man braucht z. B. nicht unbedingt oder ausschliesslich den Lössstaub jedesmal als Steppenstaub zu betrachten oder jede Lössablagerung als in abflusslosen Salzsteppen gebildet anzusehen. Das hat, wenn ich recht verstehe, auch Richthofen nicht ganz so gemeint. Steppen, namentlich wenn sie abflusslos sind, bieten aber jedenfalls die günstigsten Bedingungen für die Ablagerung mächtiger Lössgebilde dar, und aus diesem Grunde war es natürlich, dass zutreffende Vorstellungen über das Wesen und die Entstehung des Löss zuerst auf asiatischem Boden gewonnen werden konnten.

Kurz es wäre zu wünschen, dass man mit allen Theorien, die in der Geologie auftauchen, auf relativ so sicherem Boden stünde, wie mit der von der subaërischen Genesis des Löss, einer Theorie, die

zum wenigsten das für sich hat, dass die ihr entgegenstehenden älteren Hypothesen zu ganz unmöglichen Voraussetzungen führen.

Wie man z. B. mit der Ueberschwemmungshypothese die Verbreitungsverhältnisse des galizischen Löss erklären wollte, bleibt mir völlig unverständlich. Fast das ganze ausserkarpathische Galizien ist von dieser Formation bedeckt, unter welcher relativ ältere Bildungen immer nur stellenweise hervorsehen. Weit nach Russland hinein setzt sich dieser Lössüberzug im Zusammenhange mit Galizien fort, wie wir unter Anderem aus den Arbeiten Barbot de Marny's wissen: „Das ganze volhynisch-podolische Plateau ist mit Löss, sandigem Thon ohne Schieferung, aber mit weissen Kalkknollen, *Helix* und *Succinea*, bedeckt“ (Verh. d. geol. R.-A. 1867, p. 175). Sogar in die Ukraine hinein erstreckt sich noch immer derselbe Löss (dort stellenweise ähnlich wie in Galizien durch Sande vertreten), wie unzweifelhaft schon aus den Angaben Blöde's (N. Jahrb. 1841, pag. 533) hervorgeht.

Dieser Lössüberzug ist, und das muss besonders in der Erinnerung behalten werden, im Ganzen betrachtet, ein continuirlicher. Die Unterbrechungen der Continuität rühren dabei vielmehr von jüngeren Alluvionen, Moorbildungen und dergleichen her, als von dem Hervortreten älterer Gesteine, durch welche die Lössablagerungen nirgends in getrennte Gebiete geschieden werden. Dieser Lössüberzug ist in jedem Falle auch völlig unabhängig von den Flussläufen und Thalfurchen, sofern es sich um die Frage der allgemeinen Verbreitung und um Höhenverhältnisse und nicht um die etwa durch präexistirende Terrainunebenheiten bedingten localen Modificationen in der Mächtigkeit oder der Ablagerungsart des Löss handelt, worauf ich noch zurückkomme. Wie wir gesehen haben, ist ja sogar der Löss des Plateau, an dessen Rande Lemberg liegt, mit den gleichartigen Ablagerungen der Tiefebene unmittelbar und sogar über die Abhänge des Plateau gegen die Ebene zu verbunden. Vor Allem aber darf nicht vergessen werden, dass die galizische Lössdecke auch über die hochwichtige Wasserscheide hinweggeht, welche, zwischen dem Stromgebiet der Weichsel und des Bug einerseits und dem Stromgebiete des Dniestr andererseits sich erstreckend, gleichzeitig die Wasserscheide zwischen dem baltischen Meere und dem Pontus bildet.

Wo existirt, oder doch wo existirte der Fluss, dessen Ueberschwemmungen die Wasserscheide zweier Meere überschritten und hier Hunderte, ja Tausende von Quadratmeilen mit einer zwar in kleinen Flecken aussetzenden, aber doch immer wieder anderwärts in sich und in ihrer Verbreitung zusammenhängenden Ablagerung bedeckten, wo waren seine Ufer, woher kam derselbe und wohin ging er? Ist da nicht der alten, aus andern Gründen längst und mit Recht bei Seite gelegten Ansicht, der Löss habe sich aus einem See oder Meeresbecken abgesetzt, wenigstens in Anbetracht solcher Verbreitungserscheinungen beinahe der Vorzug zu geben? Wären nicht selbst die mächtigsten der heute existirenden Ströme, wie Mississippi, Marañon, Ganges oder Nil, unfähig, solche Absätze in solcher Ausdehnung zu erzeugen? Man braucht da wohl nur die von E. Réclus (La terre) zusammengestellten Daten über die Inundationen des Mississippi u. s. w. einmal zu vergleichen und zu begreifen, dass die bei derlei Anlässen

heutzutage entwickelten Wassermassen geradezu kleinlich erscheinen gegenüber den von der Ueberschwemmungshypothese für die Zeit der Lössbildung geforderten Fluthen, und doch können sich weder die Weichsel, noch der Dniestr, noch der winzige Peltew zu irgend einer Zeit mit dem Mississipi haben vergleichen lassen, selbst wenn es in ihren Quellgebieten das ganze Jahr hindurch geregnet hätte.

Wenn wir uns wenigstens ein grösseres geschlossenes Festland als Wasseransammlungsgebiet für die gewaltigen Ströme der Diluvialzeit vorzustellen vermöchten. Das können wir aber nicht wohl, wenn wir auf die Consequenzen der Inundations Hypothese eingehen. Beispielsweise haben wir ja in Ungarn auf der andern Seite der Karpathen abermals das ausgedehnte Vorkommen von Löss und zwar oft in beträchtlichen Seehöhen vor uns (nach Stache, Jahrb. d. geol. R.-A. 1871, pag. 423 in der Gegend von Unghvar bis nahezu 2000 und nach Kořistka in der hohen Tatra bis zu 5000 Fuss, Ergänzungsband III zu Petermann's Mittheil. Nr. 12, pag 13), und so bleibt uns als Niederschlagsgebiet für die Speisung so ausserordentlicher Flüsse nur äusserst wenig Raum zur Verfügung. Unsere Gebirge müssten rein als Inseln über die von ihnen ausgegangenen Flüsse hervorgeragt haben, eine gradezu fabelhafte Vorstellung!

Ich glaube kaum, dass sich heute Jemand noch fände, welcher bei der Lössbildung an einen einmaligen kataklysmatischen Act der Wasserbedeckung denken wollte, sonst wären wir ja glücklich wieder bei der alten Sintfluths-Hypothese angelangt, welche für unsere diluvialen Ablagerungen immer mehr an Boden verliert, seit auch das erratische Diluvium der norddeutschen und sarmatischen Ebene von den Meisten gar nicht mehr als marine Driftbildung anerkannt wird, und seit auf diese Weise die grossen Wasserbedeckungen unseres Erdtheils in der quartären Epoche immer problematischer werden. Wenn wir aber von einer solchen einmaligen Sintfluth absehen, wie erklärt man die Provenienz periodisch wiederkehrender, so colossaler Wassermengen im Sinne der Ueberschwemmungs-Hypothese?

Diese Ueberschwemmungen mussten ja jedesmal nicht allein die ganze galizische Tiefebene bedecken, sondern auch noch die 100 Meter des Plateaurandes übersteigen, um das ganze Lemberger Plateau in einer Weise überfluthen zu können, dass die unglücklichen Bewohner desselben höchstens auf den räumlich wenig ausgedehnten Erhebungen des Sandberges, des Kaiserwaldes und der Czartowa skała eine Zuflucht finden konnten. Das wenigstens sind die einzigen wirklich lössfreien Höhenpunkte des ganzen hier beschriebenen Gebiets. An andern Stellen des galizischen Plateaus findet der Löss sich ebenfalls in sehr hohen Positionen, wie denn Wolf (Verhandl. der geolog. R.-A. 1860, pag. 30) denselben an der Kamiena gora in einer Seehöhe von 210 Klaftern beobachtet hat.

Es wäre eine Aufgabe der Anhänger der Ueberschwemmungs-Hypothese, sich der Lösung von Fragen, wie die hier gestellten, nicht zu entziehen oder doch eine solche Lösung in ihrem Sinne als überhaupt möglich darzustellen.

Für Galizien glaube ich nicht, dass es gelingen wird, diese Möglichkeit zu etabliren, es scheint mir indessen, dass ähnliche Fragen

auch für andere Gegenden, etwa wie das Mainthal oder das Rheinthal, noch genug Schwierigkeiten zu schaffen im Stande sind. Dort unterscheidet man nach dem Vorgange Sandberger's Berglöss und Thallöss. Doch gibt es, abgesehen von den Orten des Vorkommens, keine wesentlichen Unterschiede bei diesen Lössarten, ganz ähnlich, wie wir auch in den hier näher beschriebenen Theilen Galiziens nicht in der Lage sind, den Löss des Plateaus oder der mit ihm verbundenen Hügel von dem Löss der Tiefebene zu trennen. Analog wie in Galizien nimmt man auch dort an (siehe Benecke und Cohen l. c. p. 552), dass der Löss beim Beginn seiner Bildung die Thäler, in denen er heute beobachtet wird, vorgefunden hat [1]). Nun aber liegt dort seine obere Grenze (l. c. p. 551) in der Regel 200 bis 400, in einigen Fällen sogar bis 700 Fuss über der Rheinebene.

Wenn sich ein Fluss im Gebirge sein Bett allmälig auswäscht, wenn er eventuell sogar, wie das in den meisten Fällen anzunehmen ist, dasselbe unter gleichzeitig fortschreitender Emporhebung des Gebirges vertieft, sein Thal also nach und nach erst gebildet hat, dann werden die Reste seiner ursprünglichen und älteren Absätze (Schotter oder Schlamm und Sand) sich an den betreffenden Thalrändern oft in grossen Höhen über dem heutigen Wasserspiegel des Flusses finden können und wir werden auf Grund solcher Funde weder berechtigt noch genöthigt sein, anzunehmen, der betreffende Fluss habe einst Wassermassen geführt, welche von der Basis seines heutigen Thales bis zur Höhe seiner obersten Terrassenanschwemmung oder terrassenartigen Erodirung der Felsen reichten. Wenn wir aber ein Flussthal als gegeben ansehen und dasselbe dann später uns durch gewisse Absätze aus Wasser ausgefüllt denken, dann müssen wir auch voraussetzen, die Wassermassen, welchen jene Absätze entstammen, hätten von unten angefangen bis zu den Höhen gereicht, bis zu welchen diese Absätze vorkommen. Wir kämen damit z. B. für das Rheinthal, sofern dasselbe einem Flusse diente und nicht seeartig abgesperrt war (und von Flussüberschwemmungen ist ja doch immer die Rede) zu einem geradezu absurden Wasserquantum, wir würden zu ungeheuerlichen Vorstellungen genöthigt, für welche wir schlechterdings keinen Anhaltspunkt finden könnten, selbst wenn wir uns die wässrigen Niederschläge oder das zeitweilige Abschmelzen der Gletscher in den obern und den Quellgebieten des Flusses in jeder irgend zulässigen Beträchtlichkeit vorstellen wollten.

Wenn wir dabei mit F Sandberger gerade die höher und höchst gelegenenen Lösspartien (den Berglöss) für den ältern Theil der ganzen Bildung halten wollen, dann müssen wir unter allen Umständen zu derartigen aller Phantasie spottenden Ueberschwemmungen unsere

---

[1]) Vergleiche auch Platz, Geologische Beschreibung der Umgebung von Forbach und Ettlingen, Karlsruhe 1874, wo gesagt wird, dass bei Beginn der Diluvialzeit die Thäler der Oos, Murg und Pfinz nahezu bis zu ihrer jetzigen Tiefe ausgenagt waren. Ganz ebenso sagt Meugy (Quaternaire du nord de la France im bull. de la soc. géol. 1877, pag. 227), man finde in Nord-Frankreich den Löss „auf allen Höhen, auf den Plateau's, wie in den Depressionen. Er bildet gleichsam eine Art Mantel auf den vorausgängigen Formationen, welche vor seiner Ablagerung erodirt wurden".

Zuflucht nehmen, welche wenigstens beim Beginn der Lössablagerungen geherrscht haben müssten [1]).

Nehmen wir hingegen an, die ersten jener fraglichen Ueberschwemmungen hätten zunächst die Basis der betreffenden Depressionen bedeckt, und das hätte ja vielleicht der Fall sein müssen, jede folgende Ueberschwemmung aber hätte dann ihren Absatz über den Spuren der früheren zurückgelassen, so würden wir zur Hypothese einer allmäligen und unablässigen Erhöhung und Aufschüttung des Flussbettes und seiner Ufer bis zur Höhe von mehreren 100 Fussen über der ursprünglichen Thalsohle gelangen, und dann wären es die jüngsten jener Ueberschwemmungen gewesen, denen der höchst liegende Löss des Rhein- oder Mainthales seinen Ursprung zu danken hätte. Dann aber hätte plötzlich der betreffende Fluss, ohne dass man den Grund für dies Verhalten einzusehen vermöchte, ein Geschäft im umgekehrten Sinne zu verrichten beginnen müssen, er hätte wieder anfangen müssen, seine mächtigen Lössanschüttungen abzutragen, um so allmälig wieder sein heutiges Niveau unter seinen jüngsten Absätzen der Höhe zu erreichen.

Man sieht, zu welchen, sei es ungeheuerlichen, sei es complicirten oder gekünstelten Vorstellungen die Ueberschwemmungstheorie führt, und doch kann man wohl das Bestreben nicht verdammen, demzufolge man sich überhaupt gern eine, wenn auch noch so vage Vorstellung von den Vorgängen bei solchen Ueberschwemmungen machen möchte, und von dem Zustande, in welchem die davon betroffenen Landschaften waren. Andererseits wird man doch gerade betreffs der soeben berührten Beziehungen nicht mehr zu den Ansichten Lyell's über allerhand abwechselnde Senkungen und Hebungen zurückgreifen wollen.

Auch die sich beständig mehrenden faunistischen Beweise für den Steppencharakter der deutschen und auch der österreichischen Lösslandschaften, wie wir sie in neuerer Zeit den genauen Untersuchungen von Liebe oder besonders Nehring verdanken, lassen sich schwer mit der Annahme eines über alle Begriffe feuchten und regnerischen Klimas, wie sie die Ueberschwemmungshypothese zur Voraussetzung haben muss, in Uebereinstimmung bringen.

Sandberger meint zwar (Glacialzeit bei Würzburg, pag. 13), „an eigentliche ausgedehnte Steppen“ sei nach der Bodengestaltung der betreffenden Landstriche nicht zu denken, zumal sich auch in den Höhlen der fränkischen und schwäbischen Alp die meisten der im Löss gefundenen Nager ebenfalls nachweisen liessen. Der europäische Löss könne also wegen dieser Fossilreste, abgesehen von all' den anderen Thatsachen, „nimmermehr als Steppenstaub betrachtet werden“. Dagegen lässt sich jedoch einwenden, dass die Vorstellung, welche den

[1]) Man denke sich nur das Rheinthal zwischen Schwarzwald und Vogesen in der Breite von mehreren geographischen Meilen bis zu 700 Fuss Höhe durch Hochwasserfluthen ausgefüllt. Die einmalige Ausfüllung dieses Raumes zu erklären, möchte schon schwierig sein. Zu bedenken wäre aber noch, dass diese Wassermassen sich im Laufe einer Reihe von Tagen (und eine gewisse Zeit muss man ja doch so grossen Ueberschwemmungen jedesmal zugestehen) wiederholt erneuern, wenn wir nach Analogie mit den heutigen Ueberschwemmungen solcher Flüsse die Geschwindigkeit der fortrollenden Wassermassen auch nur auf 2 bis 3 Meter per Secunde veranschlagen.

Charakter einer Steppe ausschliesslich an ebene Flächen bindet, keine zutreffende und auch keineswegs eine allgemein getheilte ist. Der biologische Begriff der Steppe und auf diesen kommt es hier bei der klimatischen Frage an, wird von dem Vegetationscharakter eines Gebiets in erster Linie bestimmt. Zu der persischen Steppe beispielsweise gehört der Südabhang der Alburskette nicht minder wie die intercollinen Hochflächen, welche sich zwischen den das Land durchziehenden Hügelreihen ausbreiten. Was übrigens die schwäbische Alp anlangt, so bieten, wenn mich meine Erinnerung nicht täuscht, die öden Hochflächen derselben, wenn man einmal ihren bewaldeten Steilabfall erstiegen hat, ein Bild dar, welches auch heut noch mit dem Steppencharakter Manches gemein hat. Steppenthiere oder überhaupt Steppenbewohner halten sich also nicht ausschliesslich in denjenigen Theilen eines Steppengebietes auf, in welchen Staubtheile zum Absatz gelangen und die Auffindung ihrer Reste in Höhlen oder Spalten eines Gebirges kann nicht im Geringsten weder als Beweis gegen den ehemaligen Steppencharakter einer diesem Gebirge benachbarten Gegend, noch als Beweis gegen den atmosphärischen und für den aquatilen Ursprung des Löss betrachtet werden.

Ich darf hier wohl daran erinnern, in wie merkwürdiger Harmonie mit den Untersuchungen über die Steppenfauna des Löss gewisse von ganz anderen Gesichtspunkten und zum Theil unabhängig davon ausgehende Beobachtungen auf zoo-geographischem Gebiet stehen. Hat doch Brunner v. Wattenwyl kürzlich gezeigt (Verh. d. zoologisch-botanischen Gesellsch., Wien, April 1881, pag. 215), dass bei uns in Oesterreich stellenweise noch gewisse Heuschrecken leben, bekannten Steppenarten des Wolga-Gebiets angehörig, deren Vorkommen nur dadurch erklärbar scheint, dass man in ihnen die letzten Reste einer diesbezüglichen Steppenfauna voraussetzt, welche durch später eingetretene klimatische Aenderungen, als die zwischenliegenden Gegenden den Steppencharakter mehr und mehr abstreiften, von ihren Artgenossen räumlich getrennt wurden. Vom botanischen Standpunkt aber ist Professor A. Engler (Versuch einer Entwicklungsgeschichte der Pflanzenwelt, 1. Theil, Leipzig 1879) nicht im Zweifel darüber, dass nach dem Ende der grossen Glacialerscheinungen in Europa sich eine Steppenflora angesiedelt habe. Das würde, wie Woldřich, der den allmäligen Uebergang aus der Steppen- durch eine Weide- in die Waldlandschaft darzulegen bemüht ist, nicht übel hervorhebt (Verh. d. geol. R.-A., 1880, pag. 284), die locale Entwicklung grasreicherer Strecken, die auch grossen Pflanzenfressern Nahrung boten, nicht gehindert haben, wenn auch Woldřich, der von Höhlenuntersuchungen ausging, gerade bezüglich des Löss noch zu keiner seinen sonstigen Darlegungen sich anpassenden Vorstellung gelangte.

Es ist überhaupt so natürlich und wird doch so oft übersehen, dass man bei der kurzen Bezeichnung des klimatischen Charakters einer Gegend immer nur gewissermassen den Schwerpunkt der Erscheinungen erfassen kann und dass es sich dabei nur darum handelt, den mittleren Ausdruck für eine Reihe neben und miteinander vorkommender Eigenthümlichkeiten zu finden. Wie verschiedenartige Lebensbedingungen finden sich nicht heut oft auf kleinem Raume nebeneinander! Sind z. B. unsere heutigen Steppengegenden oder sogar Wüstenlandschaften überall

frei von Baumwuchs oder von fruchtbaren Stellen oder sogar von sumpfigen Plätzen und bedingen nicht solche locale Abweichungen sofort biologische Eigenthümlichkeiten, ohne dass dadurch der Gesammthabitus der Landschaft geändert würde?

Auch während der Zeit der Lössbildung darf und muss es in den betreffenden Gegenden hie und da derartige Stellen gegeben haben, wo locale Einflüsse sich bemerkbar machten. Schon das früher erwähnte nur stellenweise Auftreten der galizischen Lössschnecken wies uns darauf hin. Hierher gehört auch das im Löss der Umgebung von Wolfenbüttel nach Nehring oder bei Zschopau nach Credner local beobachtete Auftreten zahlreicher Lurche, durch welches mit Sicherheit sogar die einstige Existenz von kleinen Wassertümpeln in den dortigen diluvialen Steppenlandschaften erwiesen wird. Man braucht sich solche Tümpel gar nicht einmal das ganze Jahr über gefüllt zu denken, wie man denn die Beobachtung solcher während der heissen Jahreszeit austroknenden, von Fröschen belebten, oft nur kleinen Tümpel heut noch allenthalben machen kann. Es wäre nun sicherlich nicht begründet, wenn man aus derartigen vereinzelten Thatsachen, wie das Vorkommen von Lurchen, Argumente gegen den Steppencharakter der deutschen Lösslandschaften oder für den fluviätilen Ursprung des Löss ableiten wollte. Frösche fehlen an günstigen Stellen beispielsweise auch dem persischen Hochlande nicht, dem gewiss Niemand den Charakter einer Steppe oder sogar einer Wüste absprechen wird.

Man braucht übrigens keineswegs an Gebiete mit so beispiellos wenig jährlichem Regenfall zu denken, wie an gewisse Theile Hochasiens, um sich in eine Steppenlandschaft zu versetzen, in welcher die Bedingungen für Lössbildung gegeben erscheinen. Es sprechen ohnehin alle Anzeichen dafür, dass der Uebergang aus dem relativ trockenen Steppenklima der Diluvialzeit in die heutigen Verhältnisse bei uns allmälig erfolgt ist, und wenn die Bedingungen zur Lössbildung sich dabei auch mehr und mehr abschwächten, so haben sie doch noch heutigen Tags nicht völlig aufgehört und konnten demnach sehr gut unter Verhältnissen fortdauern, welche ein locales Entstehen kleiner Tümpel oder feuchter Plätze begünstigten.

Ich sage das nicht ohne Bezug auf unseren galizischen Löss, der ja nach den neuen, früher bereits citirten Angaben Bąkowski's ebenfalls bei Lemberg einige Reste von Fröschen und Kröten aufgewiesen hat, während ich selbst bei Żołtańce die vereinzelte Schale eines *Pisidium* auffand. Ich bin nämlich ganz überzeugt, dass es zur Lösszeit auch in Galizien an solchen Tümpeln oder feuchten Stellen nicht gefehlt habe, und dass mit dieser Thatsache auch gewisse locale Besonderheiten im petrographischen Charakter des Löss in Verbindung stehen. Es gibt Stellen, wo der Löss minder porös erscheint als sonst, wo seine Beschaffenheit lehmiger oder thoniger, seine Zerreiblichkeit geringer wird und ein bröckliches Zerfallen bei der Bearbeitung eintritt. An solchen Stellen zeigen sich häufig braungelbe oder rostige Färbungen und sogar verkohlte Pflanzenspuren, die jedenfalls nicht den feinen Gräsern entsprechen, deren Andeutungen wir sonst in den dünnen Kalkröhrchen oder Hohlräumen des Löss zu finden gewohnt sind, sondern welche eher an Sumpfpflanzen erinnern.

Schon in der Detailbeschreibung konnte ich auf Beispiele hinweisen, wo wie auf dem Lössplateau westlich von Kamienobrod noch heute an einigen feuchten, wenn auch deshalb nicht gerade sumpfigen Stellen Rohr und Schilf wächst. An derartige Stellen möchte ich denken, um mir eine Vorstellung von der Ursache jener geschilderten localen Eigenthümlichkeiten des Löss zu machen. Ich hätte dabei sogar nichts gegen die Vorstellung periodisch eintrocknender Wassertümpel einzuwenden, denn der durch atmosphärische Bewegungen herbeigetragene Staub muss sich über solchen Stellen gerade so gut niederschlagen, wie über den trocknen Stellen der Umgebung. Nur wird der Löss dabei eine etwas abweichende Beschaffenheit annehmen, die geringere indessen selten ganz fehlende Porosität wird dem Zurücktreten der feineren Gräser zuzuschreiben und das lehmige Aussehen theils dadurch, theils durch die auslaugende Thätigkeit des Wassers bedingt sein.

Die mitteleuropäische Lösssteppe war also wohl von den heutigen Steppen Hochasiens in mancher Weise verschieden. Vor Allem war ihr ein relativ kaltes Clima eigen, wie man sich denn diesbezüglich den Darlegungen Sandberger's vertrauensvoll anschliessen darf. Auch war sie, wie gewisse Nahrungsreste umgekommener diluvialer Dickhäuter beweisen können, keineswegs überall baumlos. Der Wahrheit sehr nahe dürften bezüglich des climatischen Charakters unseres Gebietes während der Lössperiode die Vorstellungen kommen, zu denen Richter für Thüringen gelangt ist. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1879, p. 298). Gewisse Landschaften des heutigen Sibirien, wie sie uns beispielsweise Cotta in seiner Reise nach dem Altai geschildert hat, mögen das wahrscheinlichste Ebenbild der mitteleuropäischen Lösslandschaften abgeben.

Es liegt nicht in meiner Absicht, hier alle Gründe für die Richthofen'sche Lösstheorie und alle die Bedenken gegen andere Lösstheorien, welche im Laufe der letzten Jahre zur Sprache gekommen sind, weitläufig zu recapituliren. Ich könnte auch an meine bescheidenen Wahrnehmungen bezüglich des persischen Steppenlehms erinnern (Jahrb. d. geol. R.-A., 1877, 4. Heft und 1881, 1. Heft) und mich darauf berufen, dass auch W. T. Blanford seine früheren Ansichten bezüglich der persischen Lössgebiete neuerlichst zu Gunsten der von mir geltend gemachten Gesichtspunkte völlig zurückgezogen hat (proceedings of the R. geogr. soc., London 1881, pag. 79). Doch das sind asiatische Dinge, welche nach dem Dafürhalten Vieler für europäische Verhältnisse wenig beweisen. Ich könnte, was von anderer Seite schon ausreichend geschehen ist, nochmals den Mangel an Schichtung betonen, der dem Löss für die Hauptmasse seines Vorkommens eigen ist, während wir doch beispielsweise wissen, dass die Absätze eines Stromes wie der Nil auf's deutlichste geschichtet sind (s. Fraas, Aus d. Orient, 1867, pag. 211 [1]) und könnte ausserdem die Erklärungen wieder hervorsuchen, welche für die ausnahmsweisen Fälle von Schichtung im Löss mitgetheilt werden konnten. Man wäre ferner berechtigt, nochmals darauf hinzuweisen, dass die thatsächlichen und nachweisbaren Absätze unserer heutigen Flüsse in Gegenden des Lössvorkommens

[1]) Fraas sagt ausdrücklich, die bei Girgeh aufgeschlossenen Absätze des Nil machten gar nicht den Eindruck einer Lössablagerung.

selbst ganz anders aussehen als Löss und dass wir speciell in Galizien nicht wenig Beispiele dafür kennen, dass ein Fluss Schotter oder Sand führt, während die Lössabsätze in seiner Umgebung damit gar nichts zu thun haben, und man wäre auch berechtigt, den allmäligen Uebergang von Löss in Flugsandbildungen zu erwähnen, wie er in dem hier beschriebenen Gebiet z. B. bei Woła dobrostańska constatirt werden konnte, und wie ihn ähnlich Orth sogar in Schlesien [1]) beobachtete.

Allein es führt zu weit, wenn wir alle diese Beziehungen hier nochmals eingehender erörtern wollten. Es lässt sich ja ohnehin nicht behaupten, dass die verschiedenen zu Gunsten der Richthofen'schen Ansichten theils von Anderen, theils von ihm selbst (Verhandl. d. geol. R.-A. 1878, pag. 293) neuerdings in's Treffen geführten Argumente durch neue entgegenstehende Beobachtungen oder durch folgerichtigere Conclusionen aus dem allerseits zugestandenen Thatsachenmaterial entkräftet worden wären, und so finden wir denn auch bei Benecke und Cohen (l. c. pag. 572) wenigstens das Zugeständniss, „dass es leichter ist, nachzuweisen, der Löss könne als ein Absatz aus Hochwasserfluthen angesehen werden, als die atmosphärische Theorie zu widerlegen."

Wie es mit der Leichtigkeit jenes Nachweises steht, darüber dürften sich freilich Diejenigen ein anderes Bild machen, welche unseren Angaben bezüglich der Verbreitung des galizischen Löss vertrauen wollen. Welcher Art aber die Bedenken der beiden oft genannten Autoren gegen eine atmosphärische Entstehung des Löss sind, ergibt sich aus einem Satze, der gleich hinter dem so eben angeführten Citat steht. Es heisst dort nämlich: „Durch die zahlreichen und ganz verschiedenartigen Factoren, welche bei dieser Lössbildung mitgewirkt haben sollen (Zusammenhäufung feiner erdiger Theile durch Wind, saigernde Thätigkeit des letzteren, Vegetation einer Grassteppe, Zusammenspülung durch Regen, locale und periodische Ueberschwemmungen, verschiedenartiger Einfluss abweichend beschaffener Unterlage) hat man der Theorie ein ausserordentlich elastisches Gewand gegeben. — Es will uns jedoch bedünken, dass die Nothwendigkeit, so viele Factoren zur Erklärung eines Gebildes herbeizuziehen, welches wie wenig andere seiner Hauptmasse nach den Charakter einer gleichartigen Bildung besitzt, nicht gerade dazu beiträgt, die Wahrscheinlichkeit der Hypothese zu erhöhen".

Man darf in diesem letzteren Satz beinahe einen Einwand gegen die naturwissenschaftliche oder geologische Methode, nach welcher v. Richthofen's Theorie abgeleitet wurde, erblicken. Es muss also erlaubt sein, die Kritik dieser Methode auf die Behandlung von Fragen aus anderen Gebieten der Geologie anzuwenden. Würde man es nun etwa für einen besonders lobenswerthen Vorgang halten, wenn Jemand beim genetischen Studium vulkanischer Bildungen die verschiedenen ausser der eigentlichen Eruptionsthätigkeit dafür in Frage kommenden

---

[1]) Bei Gross-Martinau in den Trebnitzer Bergen geht der Löss in kalkfreien, staubigen Sand über (Geognostische Durchforschung des schlesischen Schwemmlandes, Berlin 1872, pag. 47). Auch Blöde (N. Jahrb. 1841, pag. 533) wusste mitzutheilen, dass in der Ukraine, also in der Fortsetzung des galizischen Lössgebietes sich Flugsand und Löss „gegenseitig mehr vertreten als überlagern".

Erscheinungen oder Factoren principiell vernachlässigen wollte, wie die Gewitterregen bei subaërischen Aschen-Auswürfen, die Einflussnahme des Meeres und seiner von den vulkanischen Producten unabhängigen Absatz-Elemente auf die Natur der Ablagerung submariner Tuffe und dergleichen?

Grade in Dem, was die genannten Autoren der besprochenen Theorie zum Vorwurf machen, und was sie das elastische Gewand derselben nennen, scheint mir ein besonderer Vorzug derselben zu liegen. Ich meine keinen Vorzug im Sinne eines Vortheils bei der dialektischen Behandlung der Sache durch Eröffnung von Hinterthüren und Schlupfwinkeln, sondern einen rein sachlichen Vorzug, der in dem ernsten und umsichtigen Bestreben gesucht werden muss, allen Vorgängen, welche eben thatsächlich bei einer Ablagerung durch die Atmosphäre in Betracht kommen können oder müssen, Rechnung zu tragen. Eben deshalb wird man, um wieder mit den genannten Verfassern zu reden, „kaum eine anormale Erscheinung erfinden können, welche sich nicht durch den einen oder andern Factor schliesslich erklären lassen muss." Bezüglich der an sich einfacher scheinenden Ueberschwemmungs-Hypothese kann man das freilich nicht sagen.

Es klingt auch eigenthümlich, wenn man auf der einen Seite von der grossen, sicher auch wirklich für die meisten Lössvorkommen bestehenden und mit der atmosphärischen Bildung besser, als mit irgend einer andern Annahme vereinbarlichen Homogenität des Löss spricht, um der angeblich zu complicirten v. Richthofen'schen Theorie Einwände entgegen zu stellen, und wenn man dann auf der andern Seite die stellenweisen Abnormitäten im Bereich der fraglichen Bildung betont, welche in der Rücksichtnahme auf mancherlei in jener Theorie ebenfalls angezogene Factoren ihre Erklärung finden, um daraus gleichfalls ein Argument gegen diese Theorie als zu elastisch dehnbar abzuleiten. Erfordern solche Abnormitäten bei anderen Hypothesen nicht gleichfalls besondere Erklärungen als wünschenswerth oder sind sie von vornherein der Natur dieser Hypothesen ganz conform?

Nur einige Punkte will ich diesbezüglich noch hervorheben. Der Löss, so sagen (l c. p. 565) die beiden oft genannten Autoren, sei „durchwegs von so gleichartigem Habitus, dass es sehr selten gelingt, eingeschaltete Lagen von abweichender Beschaffenheit zu beobachten, und er wird von keiner Bildung überlagert, welche nicht rein localen Charakter hätte und sich nicht stets auf zufällige spätere Einflüsse zurückführen liesse." Soweit meine Erfahrungen reichen, glaube ich diesen Satz bestätigen zu dürfen. Ich möchte ihn nur etwas anders fassen und auch auf gewisse Einlagerungen im Löss ausdehnen, wie manche Schotternester, dergleichen sich beispielsweise im Löss von Heiligenstadt bei Wien und auch im nordpersischen Löss finden (vergl. hierüber: Ueber einige Bildungen der jüngeren Epochen in Nordpersien, Jahrb. d. geol. R.-A. 1881, p. 120). Das, was in solchen Fällen heut als Einschaltung erscheint, war eben zur Zeit seines Absatzes eine „Ueberlagerung von localem Charakter" dem bis dahin gebildeten Löss gegenüber.

An einer anderen Stelle desselben Aufsatzes (l. c p. 568) besprechen die Autoren die Wechsellagerung von Löss mit anderem

Material (Sand, Lehm und Geröllen), welche, wie es scheint, sich in der Heidelberger Gegend auf die unteren Grenzpartien des Löss zu beschränken pflegt. Sind jene Gerölle etwa kantige oder eckige Gesteinsbrocken, dann würden sie ganz gut zu den von v. Richthofen selbst geschilderten Erscheinungen passen, denen zufolge gegen die Gebirgslehnen zu solche Elemente von älteren Gesteinen naturnothwendig den atmosphärischen Ablagerungen beigemengt sein müssen. Sind jene Gerölle und Sande aber wirklich auf fluviatile Einwirkungen zurückzuführen, woran zu zweifeln mir nicht zusteht, dann würde das beweisen, dass die betreffenden Bäche oder Flüsse eben etwas Anderes als Löss absetzten, und dass, da die Lössbildung zu jener Zeit noch im Beginn war und die spätere Mächtigkeit noch nicht erreicht hatte, es den Hochfluthen jener Flüsse stellenweise noch gelang, den durch atmosphärische Absätze anwachsenden Boden ihrer Umgebung zu erreichen.

Wenn wir jedoch im Sinne mancher Autoren den Löss als Ueberschwemmungs-Gebilde betrachten und die etwaigen Schotterlagen in demselben als Beweise für diese Ansicht gelten lassen wollen, d. h., wenn wir für solche abweichende Bildungen eben nicht nach localen Bedingungen suchen, sondern dieselben im genetischen Zusammenhange mit der Entstehung des Löss auffassen, dann ist das von Sandberger, Benecke und Cohen (vergl. die Arbeit der letzteren l. c. p. 563) hervorgehobene Fehlen der Unionen im Löss der Rhein- und Main-Gegenden, obwohl solche Muscheln sonst daselbst vorkommen, denn doch eine im Sinne der Ueberschwemmungs - Hypothese schwer zu erklärende Abnormität. Süsswasserschnecken — und Muscheln, heisst es zwar bei den letztgenannten Autoren, seien meist dickschalig und sänken ihrer Schwere wegen leicht zu Boden, so dass bei den Ueberschwemmungen nur die leichteren, im Wasser suspendirten Schlammtheilchen das von den leichtgewichtigen und schwimmend fortgerissenen Landschnecken belebte Inundationsgebiet erreichen könnten, dabei aber darf man fragen, ob denn die Kiesel- und Rollsteine jener Schottereinschaltungen leichter als jene Muschelschalen gewesen sind, und ob die Steine besser schwimmen konnten als die Unionen? Wer also den Factor der Schwere zur Erklärung des Fehlens der Süsswasserconchylien in den fraglichen angeblichen Süsswasserabsätzen ins Treffen führt, der muss auch von vornherein auf die Beweiskraft der Schotternester im Löss für seine Hypothese verzichten.

Weitere Abnormitäten, welche die Ueberschwemmungshypothese zu erklären hätte, würden in gewissen Spuren von der Anwesenheit des Menschen zur Zeit der Lössbildung innerhalb der vom Löss eingenommenen Gebiete zu suchen sein. Sandberger hat sich zwar darauf berufen, dass man im Löss der Gegend von Würzburg bisher neben den vielen anderen Resten nur ein Fingerglied eines menschlichen Skelets entdeckt habe. Er fügt hinzu, so niedrig man auch von den geistigen Fähigkeiten des damaligen Lössmenschen denken wolle, die übrigen Geschöpfe seiner Zeit habe er jedenfalls schon an Intelligenz übertroffen, er habe deshalb „früher als diese auf die herannahende Gefahr aufmerksam werden“ und so den Ueberschwemmungen entgehen können. Der Autor scheint also der Meinung zu sein, dass die Reste der

verschiedenen Landbewohner, welche fast ausschliesslich den faunistischen Inhalt des Löss ausmachen, von Individuen herrühren, welche von der Gefahr überrascht wurden und den supponirten Ueberschwemmungen zum Opfer fielen.

Waren jene Ueberschwemmungen allerdings so kataklysmatischer Art, dass der Wasserstand der betreffenden Flüsse plötzlich um einige 100 Fuss oder Meter stieg, wie man das freilich (wir haben das vorhin gesehen) consequenter Weise beinahe annehmen müsste, dann mussten nicht blos zarte Landschnecken oder harmlose kleine Nagethiere denselben erliegen, dann konnten auch jene grossen Dickhäuter (Elephanten und Rhinoceronten, deren Knochen und Zähne wir so häufig ebenfalls im Löss finden) von den Fluthen mit fortgerissen werden; verliefen diese Ueberschwemmungen indessen in einer den heutigen Vorgängen nur annähernd analogen Weise, dann bleibt das häufige Umkommen so colossaler Thiere bei dergleichen Gelegenheiten immerhin räthselhaft genug. Ein Fluss im Urzustande, welcher nicht durch künstliche Dämme eingeengt ist, deren Durchbruch grössere Wassermengen auf einmal über ein bestimmtes Terrain entleert, wird in der Regel bei seinen Ueberfluthungen langsam genug steigen, um wenigstens grösseren Thieren ein Entkommen zu gestatten und nicht gleich ganze Elephanten mit sich fortreissen, und, ohne der Intelligenz der Lössmenschen zu nahe zu treten, wird man, wie ich glaube, auch von dem Verstande oder Instinct jener Dickhäuter nicht zu gering denken dürfen. Ich rede dabei gar nicht davon, dass Elephanten, wie wir aus den Berichten von Reisenden wissen, auch ganz passable Schwimmer sind, die gar nicht nöthig gehabt hätten, ohne Widerstand zu ertrinken. (Vergl. z. B. Brehm's Thierleben, 3. Bd. pag. 375.)

Waren also jene Ueberschwemmungen nicht jedesmal wahre Sintfluthen, und diese Annahme dürfte manchem Anhänger der diesbezüglichen Lösstheorie doch vielleicht widerstreben, dann spricht die relativ zahlreiche Anwesenheit von Mammuthresten (wenn sie von ersoffenen Thieren herrühren sollen) sogar nicht wenig gegen jene Theorie; waren sie aber wirklich katastrophenartig, dann würde dem Lössmenschen das Mass seiner Intelligenz ebenso wenig zu Statten gekommen sein, als beispielsweise in unseren Tagen die Bewohner Szegedins, mit allen Mitteln der modernen Technik ausgerüstet, ihre Stadt vor dem Untergange retten konnten. Die angebliche Spärlichkeit oder Nichtspärlichkeit menschlicher Spuren im Löss scheint mir demnach in der vorliegenden Frage nicht die Bedeutung eines Arguments zu besitzen.

Dagegen möchte die Art, wie bisweilen solche Spuren vorkommen, zur Beleuchtung der Frage viel mehr beizutragen im Stande sein.

Als ich vor einigen Jahren die Funde Nehring's im Löss von Thiede und Westeregeln besprach und auf die Bedeutung derselben für die Theorien über Lössbildung hinwies, drückte ich bereits die Vermuthung aus, dass das Vorkommen gewisser vereinzelter Gesteinsbrocken oder die hie und da aufgefundenen Belemniten im dortigen Löss auf die Thätigkeit des Menschen hinweisen könnten, dessen Existenz schon im Uebrigen, wie Nehring gezeigt hatte, durch zahlreiche Feuersteinsplitter, Holzkohlenstückchen und eigenthümlich zertrümmerte Thierknochen beglaubigt war.

Ganz neuerdings hat Nehring selbst (Verh. d. geol. R.-A. 1880, pag. 211 etc.) neue Thatsachen in dieser Richtung beigebracht. Er fand bei Thiede einen 2 Centner schweren Steinblock, der augenscheinlich von Jägern auf einen Mammuthcadaver gewälzt worden war, dessen Knochenreste sich noch darunter befanden. Dass der Mensch bei Zusammenhäufung der grösseren Thierreste im Löss des Thieder Gypsbruches eine gewisse Rolle gespielt hat, scheint ihm ziemlich sicher zu sein. Die regelmässige Anordnung, in der dieselben oft gefunden werden, erinnert an diesbezügliche Gewohnheiten sibirischer Jägervölker, über welche Nordenskjöld berichtet hat.

Aus derartigen Untersuchungen geht nebenbei hervor, dass der Mensch jener Zeit nicht gar so selten den deutschen Lössboden betreten hat, wie Sandberger anzunehmen scheint. Doch abgesehen von der Häufigkeit oder Seltenheit des diluvialen Menschen in den betreffenden Gegenden, kann die geschilderte Regelmässigkeit der Anordnung von Thierknochen unmöglich in Uebereinstimmung mit der Inundations-Hypothese gebracht werden. Sie wäre sicher beim Andrang der hereinbrechenden Fluthen verloren gegangen, wenn der jene Funde bedeckende Löss von solchen Fluthen herrühren würde. Auch darf hier doch die Wichtigkeit derjenigen Beobachtungen nochmals betont werden, denen zufolge Lössabsätze sich über oder zwischen Culturschichten gebildet haben. Warum müssen denn Reste alter Cultur an Stellen, die sicherlich von Wassereinbrüchen nicht behelligt wurden, so oft unter oder aus lössartigen Absätzen ausgegraben werden? Schon v. Richthofen hat diese Frage aufgeworfen, ich finde aber nicht, dass bisher ein Gegner seiner Theorie darauf mit Glück oder überhaupt geantwortet hätte. Oder sollen etwa diese Absätze im Sinne von Ch. Darwin's neuestem Buche ausschliesslich das Werk von Erdwürmern sein, soll das unzweifelhafte und vielen Beobachtern bekannte locale, oft bedeutende Anwachsen des Bodens überall ohne Zuführung atmosphärischen Staubes stattgefunden haben zum Trotz des Satzes, dass aus nichts nichts werden kann, nun dann mögen die Anhänger der Ueberschwemmungs-Hypothese zusehen, wie sie diese neuerdings zur Erklärung von dergleichen Erscheinungen in Concurrenz tretende Annahme gegen die atmosphärische Lösstheorie verwerthen können.

In seiner geologischen Skizze des Grossherzogthums Hessen (Darmstadt 1867, pag. 22) hat z. B. R. Ludwig berichtet, dass man bei Echzell und Nauheim menschliche Kunstwerke tief aus Lehm habe ausgraben müssen. Er dachte dabei bereits nicht allein an vom Wasser herbeigeführten Schlamm, sondern auch an den vom Winde zusammengetragenen Staub.

Wir könnten hier unter den neueren diesbezüglichen Beobachtungen an die Verhältnisse von Petronell an der Donau erinnern (Verh. d. geol. R.-A. 1881, pag. 89). Falsan und Chantre in ihrem voluminösen Werke über die alten Gletscher der Rhonegegenden (Lyon 1880) haben analoge Fälle erwähnt, obschon im Uebrigen noch ganz ohne Kenntniss von v. Richthofen's Ansichten; unter den in unserem Gebiet gemachten Feststellungen aber darf wohl auf die Zwischenlagerung von Löss in der Culturschichte von Lesienice verwiesen

werden, auf welche in der voranstehenden Detailbeschreibung bereits aufmerksam gemacht wurde.

Ein sehr merkwürdiges Verhältniss in der Verbreitung oder Vertheilung des Löss ist die für manche Thäler des galizischen Hügel- oder Tieflandes zu beobachtende Einseitigkeit der Lössablagerungen, worauf ich zuerst im Januar 1881 (Verh. d. geol. R.-A. Nr. 2) die Aufmerksamkeit lenkte.

Bereits im Verlauf der topisch-geologischen Detailbeschreibung habe ich vorgreifend an einigen Stellen auf Beispiele hierher gehöriger Art hingewiesen. Diese Fälle sind alle in mehr oder weniger nordsüdlich verlaufenden Thälern oder Thalstrecken zu beobachten. Wenn in solchen Thalstrecken natürliche Aufschlüsse von dem Löss vorausgegangenen Gesteinen (Tertiär- oder Kreideschichten) vorhanden sind, so darf es als Regel gelten, dass diese Aufschlüsse sich ganz oder wenigstens vorwiegend nur auf einer Seite des Thales befinden, während auf der entgegengesetzten Thalseite der Löss herrscht. Höchst auffällig und wohl auch für die Erklärung der genannten Thatsache bedeutsam ist es dabei, dass völlig gesetzmässig der Löss in solchen Fällen stets ein und dieselbe, stets die westliche Thalseite einnimmt, während die älteren Bildungen stets auf der östlichen Thalseite zum Vorschein kommen, gleichviel, ob das betreffende Thal nach Norden oder nach Süden sich abdacht.

Ich will hier die in dem Früheren zerstreut erwähnten Fälle noch einmal kurz zusammenstellen und diese Zusammenstellung durch analoge, früher nicht speciell betonte Thatsachen aus unserem galizischen Lössgebiet ergänzen.

Ein typisches Beispiel der fraglichen Art ist das von Norden nach Süden verlaufende Thal von Zubrza südlich von Lemberg. Auf der linken (östlichen) Thalseite sahen wir Nulliporenkalk u. s. w., auf der westlichen Thalseite herrscht Löss. Ein ähnliches Verhältniss gibt noch weiter südlich längs desselben Thales die Karte Hilber's bei Żyrawka und Wołków und später bei Krasow und Reichenhall an. Bei Nawarya herrscht am westlichen Abhange des dort ebenfalls von Norden (bezüglich Nordwesten) kommenden Thales Löss in grosser Mächtigkeit. Er fehlt auch auf der östlichen Thalseite nicht, aber die wenigen Aufschlüsse älterer Gesteine bei der Stadt, nämlich des Kreidemergels am untern Teiche, schrägüber von der katholischen Kirche, oder der tertiären Sandsteine gleich hinter der Stadt am Wege nach Nagorzany befinden sich auf der Ostseite des Thales. Desgleichen waren die berühmten Kreidemergel von Nagorzany ausschliesslich auf der Ostseite des Thales von Nagorzany und Maliczkowice aufgeschlossen und auch bei Porszna südlich von Nawarya, wo die von Nawarya und Nagorzany kommenden Bäche sich bereits vereinigt haben, befinden sich alle nur irgend bemerkenswerthen Aufschlüsse der Kreide und des Tertiären auf der östlichen Thalseite.

Nach den schon erwähnten Aufnahmen Hilber's vom Sommer 1879, welche also sicher von den später von mir geäusserten Ansichten völlig unabhängig durchgeführt wurden, kommen die den gali-

zischen Geologen wohlbekannten Gypse von Szczerzec sammt den sie begleitenden anderen Tertiärschichten ausschliesslich auf der östlichen Seite des dortigen Thales vor, die linke (westliche) Thalseite wird ganz von Löss bedeckt.

Ein eclatantes Beispiel der beschriebenen Art ist nordwestlich von Lemberg in dem Thal von Rokitno und Polany zu beobachten, welches in der Richtung von NNW nach SSO verläuft. Die rechte westliche Thalseite wird auf grosse Strecken ganz ausschliesslich von Löss eingenommen, auf der Ostseite finden sich die älteren Gesteine der Gegend anstehend. In der Gegend von Borki ist eine Thalknickung und von dort an verläuft dasselbe Thal bis gegen Zawadów in einer von Süden nach Norden, bezüglich Nordosten gehenden Richtung. Während früher die rechte Thalseite der Ort des Lössvorkommens war, ist es nunmehr die linke Thalseite, also die, welche wieder das westliche Gehänge bildet.

In der Schlucht, welche sich südlich von Grzybowice małe bergaufwärts erstreckt, kommen zwar die den Löss unterlagernden Gesteine beiderseits der Schlucht vor, doch reichen die Aufschlüsse derselben auf der östlichen Thalseite weit höher hinauf, auf der westlichen sind sie vielfach bis tief herab von Löss bedeckt. Bei dem ungenügenden Massstab der Karte und bei dem Umstande, dass manchmal, um die Zusammensetzung des Grundgebirges zu zeigen, die Lössdecke vernachlässigt werden musste, tritt das geschilderte Verhältniss hier, wie bisweilen anderwärts, nicht in wünschenswerther Deutlichkeit auf der Karte hervor.

In nächster Nähe von Lemberg mag das Thal zwischen dem Palczynski'schen Teich und Wulka ein hierher gehöriges Beispiel im Kleinen abgeben. Auch hier befinden sich die deutlichen Aufschlüsse vordiluvialer Gesteine auf der Ostseite, und auch oberhalb Wulka's in den Schluchten, welche sich gegen das zwischen Kulparkow und Zofiowka sich erstreckende Stück des Plateaus hinziehen, sind nur auf der Ostseite derselben die Aufschlüsse der tertiären Gesteine deutlich und lehrreich. In der Schlucht, welche von der Höhe des Lemberger Plateaus nach Krzywczycze hinabgeht, herrscht auf dem Westabhange von oben angefangen Löss, auf dem Ostabhange sind tertiäre Gesteine entblösst.

Man könnte sogar im Allgemeinen anführen, dass der nach Osten und Nordosten gekehrte Rand des podolischen Plateaus bei Lemberg relativ etwas mehr lössbedeckte Stellen aufweist, als östlich davon der gegenüberliegende, nach Nordwesten abfallende Rand desselben Plateaus in der Gegend von Złoczów. Namentlich dort, wo südlich von Winniki der nach Osten abfallende Plateaurand eine fast nordsüdliche Richtung erhält, zeigt sich die Lössbedeckung der Tertiärschichten mächtiger und ausgedehnter.

Westlich von Lemberg, in der Richtung nach Janow zu, sehen wir bei Domażyr auf der westlichen Seite des dortigen Thales nichts als Löss, dagegen kommen auf der Ostseite desselben Thales an dem zwischen Domażyr und Ziełów gelegenen Hügel tertiäre Sandsteine zum Vorschein, und nördlich von Ziełów bei Jaśniska constatirten wir inmitten des Dorfes auf der östlichen Thalseite des dortigen, nordsüdlich

verlaufenden Thales Tertiärschichten, während wir das westliche Ufer ganz von Löss bedeckt fanden.

Bei dem fast rein nordsüdlich gerichteten Thal zwischen Lozina und Zorniska ist das östliche Ufer mehr als Steilrand entwickelt als das westliche und wenigstens mit den besten und deutlichsten Aufschlüssen der tertiären Gesteine versehen. Die Mächtigkeit der Lössdecke auf dem westlichen Ufer ist beispielsweise bei Zorniska keine grosse, die Spuren des tertiären Kalks lassen sich dort leicht noch auffinden, aber es sind dort doch eben nur Spuren, welche unter dem freilich dünnen Ueberzuge hervortauchen. Dagegen wird in demselben Thal nördlich von Lozina und bei Dąbrowica das hier in Rede stehende Verhältniss wieder ein sehr typisches. Am westlichen Ufer allerseits der Löss, am östlichen die tertiären Kalke, Sandsteine und Sande!

In dem westlichen Parallelthal des Thales von Dąbrowica, in dem Thale nördlich von Stawki herrscht wieder im Westen der Löss, im Osten von der Thalfurche gibt es tertiäre Gesteine.

In der südlichen Verlängerung des Thales von Stawki am Janower Teiche steht die Stadt Janow am westlichen Ufer desselben auf Löss, am östlichen Rande des Teiches herrschen tertiäre Sande, und geht man von Janow nordwestlich im Thale des Wereszycki potok aufwärts über Lelechówka nach Maidan, so treffen wir Lösspartien, wie bei Lelechówka selbst, ausschliesslich auf der westlichen Seite des Thales.

Noch weiter westlich bei Starzyska stehen die dortigen Tertiärgesteine ausschliesslich auf dem östlichen Gehänge des dortigen, in den Szkło-Fluss mündenden Thales an.

Ein Beispiel für unsere Ausführungen im Grossen bietet der Verlauf jener streng von Nord nach Süd gerichteten, durch viele seeartige Wasseransammlungen ausgezeichneten Thalfurche zwischen Wola dobrostańska, Kamienobrod, Gródek und Czerlany. Schon im nördlichsten Theil dieses Thales bei Wola dobrostańska und Dobrostany finden wir die dortigen diluvialen, augenscheinlich aus der Zerstörung zunächst darunterliegender Tertiärsande hervorgegangenen Sande auf die Ostseite der dortigen Teiche beschränkt. Etwas weiter südlich in der Gegend von Kamienobrod konnten wir die tertiären Kalke und kalkigen Sandsteine von Zuszyce und Cuniow nur auf der Ostseite des die Teiche von Dobrostany und Gródek verbindenden Wasserlaufes auffinden, in der Gegend aber der beiden Teiche von Gródek selbst finden sich die Steinbrüche, durch welche die dortigen Kalke abgebaut werden oder die oberflächlichen Spuren der letzteren ebenfalls ausschliesslich auf der Ostseite dieser Teiche, die ganze Westseite der Teiche von Wola dobrostańska bis Gródek und Czerlany wird unter völligem Ausschluss anderer Bildungen von typischem Löss eingenommen, wie ich das im speciell beschreibenden Theil dieser Arbeit (Seite 55) näher auseinandergesetzt habe.

Ich denke, die angeführten Fälle werden hinreichen, um erkennen zu lassen, dass wir es in Galizien hinsichtlich der diesbezüglichen Verbreitungs-Verhältnisse des Löss mit einem wirklichen Gesetz zu thun haben, von welchem, wie ich hinzufügen darf, mir auf Grund persönlicher Anschauung keine Ausnahme bekannt ist, derzufolge das diametral umgekehrte Verhältniss an irgend einem Punkte statthätte. Ich

zweifle auch kaum daran, dass man, einmal auf die Sache aufmerksam geworden, noch andere Localitäten, bezüglich Thalstrecken entdecken wird, welche hierher bezogen werden können.

Welches sind nun die Ursachen jener gesetzmässig einseitigen Anordnung in der Verbreitung des Löss längs nordsüdlicher Thalstrecken? Dass das geschilderte Verhältniss einer regelmässig auf ein und dieselbe Seite beschränkten Anhäufung des Löss in ostwestlich verlaufenden Thalstrecken sich in unserem Gebiet nicht regelmässig wiederfindet (und wir kennen ja nördlich von Lemberg eine Reihe untereinander paralleler, von West nach Ost gehender Thäler), beweist, dass speciell die nordsüdliche, also die meridiane Richtung in der Terrainmodellirung einen bestimmenden Einfluss auf jene Anordnung ausübt. Vielleicht läge es nun bei oberflächlicher Betrachtung nahe, an Denudationserscheinungen durch die heutigen Flüsse zu denken, welche dem sogenannten Bär'schen Gesetz entsprechen würden. Die Flüsse würden sich nach diesem Gesetz auf die eine Seite des Thales drängen und dort durch Abwaschung allmählig auf das dem Löss vorausgängige ältere Gebirge gelangt sein. Diese Annahme, welche ich überhaupt nur discutire, um die Frage möglichst allseitig zu beleuchten, ist indessen nicht statthaft. Nach dem Bär'schen Gesetz müssten die demselben unterworfenen, meridian verlaufenden Flüsse sich stets an ihr jeweiliges rechtes Ufer andrängen. Also könnte die Anwendung des Gesetzes für unsern Fall nur bei den von Süden nach Norden verlaufenden Flüssen oder Bächen Geltung beanspruchen. Die Mehrheit der von uns angeführten Beispiele bezieht sich jedoch auf Bäche, die von Norden nach Süden gehen. Ein solcher unter dem Einfluss des Bär'schen Gesetzes arbeitender Fluss würde demnach disponirt sein, an seinem westlichen Ufer die Bloslegung älterer Schichten zu veranlassen, nicht aber an seinem östlichen, wo doch diese Schichten thatsächlich constatirt werden. Ich sehe dabei ganz ab davon, ob jenes Gesetz, seine zweifellose Giltigkeit vorausgesetzt, für so kurze Strecken, wie sie hier in Betracht kommen, überhaupt zu einer merkbaren Geltung gelangen könnte. In dieser Richtung ist also die Erklärung der uns vorliegenden Erscheinung überhaupt nicht zu suchen.

Auch mit hypsometrischen Niveau-Unterschieden der Hügelmassen zu beiden Seiten der jeweiligen Thäler hat die fragliche Erscheinung nichts zu schaffen. Das geht zwar schon an sich aus den Bemerkungen hervor, welche ich über die allgemeine, von den Höhenverhältnissen unabhängige Verbreitung des galizischen Löss gemacht habe, ich will aber das doch noch auch für diesen speciellen Fall illustriren.

Es könnte nämlich Jemand vermuthen, die jeweiligen Ostseiten der in Rede stehenden Thalfurchen seien die Gehänge höherer Berge, die Westseiten derselben aber seien Flachgebiete, welche dem Löss Raum zur Ablagerung gaben. Das ist jedoch nicht der Fall. In der Regel vielmehr steigen die beiden Thalseiten zu ziemlich gleichen Höhen auf. Bei Zubrza z. B. hat die westliche, von Löss eingenommene Thalseite eine Höhe von circa 344 Meter, die östliche, wo sich die Nulliporenkalke befinden, dagegen 334 Meter, also ist dieselbe sogar niedriger. Bei Nawarya steigt der Löss der westlichen Thalseite in der Nähe der Stadt zu 340 Meter Seehöhe, nordöstlich von der

Stadt auf der Seite, an welcher sich beim Teich der kleine Kreideaufschluss befindet zu 335 Meter. Von den beiden Seiten des bezüglich des Löss einseitigen Thales von Rokitno zeigt die östliche Flanke desselben laut der Generalstabskarte von Norden (vom Ostry garb) her nach Süden gerechnet folgende grösste Höhenpunkte: Ostry garb 377 Meter, Wysoka gora 382 Meter, Lyczna 370, dann noch zwei Punkte von 377 und 355 Meter. Die höchsten Höhenpunkte der westlichen Thalseite haben an der Jeczmieniska 392 Meter, am Zielony garb 389 Meter, Kamienczysty garb (der von Steinen reine Berg) 376 Meter, Chryniowka 384 Meter und Worotyska 376 Meter. Aehnliche Verhältnisse kehren bei allen den hier in Betracht kommenden Thälern wieder.

Bemerkt muss nur werden, dass dabei die östliche Thalseite, wo die Aufschlüsse der älteren Gebilde auftreten, stets etwas steiler ist, als die andere vom Löss nivellirte Thalseite. Es ist aber doch klar, dass dieses Verhältniss der ungleichen Gehänge-Neigungen durch die Art, wie der Löss sich absetzte, herbeigeführt wurde, nicht aber umgekehrt für die Art des Lössabsatzes bestimmend wurde.

Wäre der Löss ein fluviatiles Product und als solches von den betreffenden Flüssen abhängig, so liesse sich das geschilderte Verhältniss schlechterdings nicht erklären. Er müsste dann mehr oder minder gleichmässig auf beiden Thalseiten verbreitet sein oder wenigstens bald die eine, bald die andere Thalseite bevorzugen, in ähnlicher Weise, wie wir das fast in jedem Gebirge bei den notorischen Absätzen der Flüsse, bei deren Schottermassen wahrnehmen.

Ferner wäre der Löss ohne Mitwirkung des Windes blos durch die Thätigkeit von Regenspülwässern an den Gehängen zu Stande gekommen, dann wäre ebenfalls die factisch bestehende Bevorzugung der einen Thalseite unerklärlich, zudem ja ohnedies bei der flachen in unserem Gebiet herrschenden Schichtenstellung die beiden respectiven Thalseiten stets gleiche Zusammensetzung aufweisen.

Also bleibt uns wohl auch hier nichts Anderes übrig, als uns wieder an die so vielfach angefeindete Theorie vom Absatz aus der Atmosphäre zu wenden, um zu sehen, ob sie uns die vorliegende Frage zu beantworten im Stande ist.

Es ist einleuchtend, dass, wenn der Löss unter Mitwirkung von Sand- oder Staubstürmen aus der Atmosphäre abgesetzt ist, sich die Strömungen der Atmosphäre in der Art des Absatzes gerade so bemerkbar machen können, wie sich, sagen wir bei marinen Ablagerungen, der Einfluss von Meeresströmungen und bei Flussabsätzen der Einfluss der bewegteren und der ruhigeren Gewässer geltend macht, in ihrem Verhältniss zum Relief der Unterlage. Wo Wasser in heftiger Bewegung ist, da bilden sich keine mächtigen Absätze, wo aber z. B. schlammführendes Wasser zur Ruhe kommt, da schlägt es seinen Schlamm nieder. Aehnlich muss es sich mit dem Absatz aus der Atmosphäre verhalten. Würden nun in einer Gegend abwechselnd Winde von allen Seiten und durchschnittlich von gleicher Stärke wehen, dann würde man freilich a priori voraussetzen dürfen, dass die etwa von diesen Winden zum Absatz gebrachten Staubtheilchen sich in der betreffenden Gegend gleichmässig vertheilen würden, und zwar um so gleichmässiger, je ebener das Terrain ist. Stellen wir

uns jedoch vor, Windrichtungen aus bestimmten Himmelsgegenden herrschten in einem obendrein durch ungleiche Bodenerhebungen modellirten Gebiet vor, sei es durch grössere Häufigkeit, sei es durch grössere Stärke der betreffenden Winde, dann kann nicht bloss, dann muss die Art des Absatzes der in der Atmosphäre suspendirten Staubtheilchen von diesen vorherrschenden Windrichtungen und ihrem Verhältniss zur Reliefgestaltung des Bodens abhängig werden. Zum Absatz werden in diesem Fall die ruhigeren windgeschützteren Stellen sich besser eignen, als die dem Anprall des Windes ausgesetzteren; in vielen Fällen werden die letzteren sogar der Denudation durch den Wind unterworfen sein.

Der Absatz des Staubes aus der bewegten Atmosphäre findet also der hier angedeuteten Vorstellung gemäss vornehmlich im Windschatten, auf der Leeseite von Terrainerhebungen statt, sofern nämlich solche Terrainerhebungen nicht etwa so hoch oder steil sind, dass sie den Wind aufhalten oder ablenken können, weshalb die Erscheinungen, um die es sich bei vorliegender Besprechung handelt, wohl am deutlichsten in flachwelligen Hügelländern zum Ausdruck kommen werden. Mit dem Niederschlag des Regens in seinem Verhältniss zum Windschatten bei Gebirgen zeigt demnach das betrachtete Phänomen nicht den Parallelismus, welchen man vielleicht bei oberflächlicher Betrachtung vermuthen würde, dass nun aber die Sache sich in der That so verhält, wie sie hier vorausgesetzt wird, dass der Absatz des Staubes aus der bewegten Atmosphäre auf der von dem Winde abgewendeten Seite von Höhenzügen nicht blos einer aprioristischen Vorstellung, sondern den in der Natur bestehenden Vorgängen entspricht, dafür lassen sich leicht einige Beweise beibringen.

Schon v. Richthofen hat (China 1 Bd., pag. 150) hervorgehoben, dass der Löss, der sich in China während der Zeit der Existenz des Menschen fortdauernd gebildet habe, am meisten „an den geschützteren Stellen" fortwachse und (Verhandl. der geol. R.-A. 1878, pag. 290) betont, dass die geschützten Hohlkehlen auf der Leeseite eines Gebirges besonders zur Aufnahme des Lössabsatzes geeignet seien, wenn er auch dieser Thatsache eine weitere Bedeutung für die Zwecke seiner damaligen Ausführungen nicht beimass, da er erstens annahm, dass in den meisten Steppengebieten die Leeseite der Anhöhen keine constante sei und weil er zweitens zu zeigen beflissen war, dass ohne die Mitwirkung der den Lössstaub festhaltenden Grasvegetation ein Entstehen grösserer diesbezüglicher Ablagerungen nicht wahrscheinlich sei. Jedenfalls geht aus den angeführten Citaten hervor, dass die Anschauung, welche v. Richthofen von der Wechselbeziehung zwischen dem Relief des Bodens und dem Absatz aus der Atmosphäre gewann, principiell der hier vorgebrachten gleicht, wenn auch dieser Wechselbeziehung zunächst keine grössere Rolle bei der Discussion der Lössabsätze zugestanden wurde, und diese einer directen und vielseitigen Beobachtung entsprungene Anschauung darf wohl den Werth eines Beweises beanspruchen.

Ungefähren Ersatz aber für ein unsere Frage illustrirendes Experiment finde ich in der Beobachtung eines in vorliegendem Falle gewiss ganz unbefangenen Naturforschers, des verstorbenen Botanikers Kotschy (Reise in den cilicischen Taurus, Gotha 1858, pag. 356),

der beim Uebergang über den Koschan-Pass einen heftigen NNO.-Sturm erlebte. Als derselbe auf die Südwestseite des Passes gelangt war, hoffte er völlige Windstille zu finden, „doch die ersten 500 Fuss unter dem Sattel stürzte der Orkan mit womöglich noch grösserer Gewalt herab, so dass er uns wiederholt mit seiner wirbelnden Bewegung rücklings umwarf. Hierbei wurden wir zu besonderer Eile noch durch den Umstand angetrieben, dass uns beinahe ohne Unterlass mit grosser Gewalt Steinchen von der steilen Lehne in's Gesicht geschleudert wurden, während die Augen überdies mit Staub angefüllt waren." Der Niederschlag der festen und erdigen Theile hatte also in diesem Falle auf der Leeseite des Gebirges statt.

Völlig evident wird aber die hier in Rede stehende Annahme durch die Betrachtung der Vorgänge bei der Dünenbildung. Schon Forchhammer in seinen geognostischen Studien am Meeresufer (Neues Jahrb. von Leonhard und Bronn 1841, pag. 5 u. 6) erörterte, wie die Dünen an der inneren, das ist an der von dem Meere und dem Winde abgewendeten Seite wachsen. Sie haben „gegen die Richtung des herrschenden, sie bildenden Windes eine schwach geneigte Ebene." In der entgegengesetzten Richtung bilden sie einen weit stärkeren Winkel, welcher ganz einfach der Aufschüttungswinkel loser Massen ist. „Der Sand läuft an der schwach geneigten schrägen Ebene hinauf. Sowie er die grösste Höhe der Düne erreicht hat, fällt er, und, da er hier vollkommen gegen den Wind geschützt ist, hat nur eine einzige Bedingung Einfluss auf den Winkel, unter dem der Sand sich anlegt, die Grösse nämlich und Form der Sandkörner." Solche Beobachtungen an Dünen konnten überall angestellt werden, wo competente Beobachter dazu Gelegenheit hatten, wie A. von Middendorf im Ferghana-Thal (mémoires de l'acad. imp. des sc. de St. Petersbourg tm. XXIX, 1881) oder Sir Wyville Thomson auf den Bermudas (l. c. p. 308). Sie beweisen ganz direct, dass der Absatz aus der bewegten Atmosphäre an den windgeschützten Stellen vor sich geht. Freilich kann die Analogie der Vorgänge bei der Dünenbildung nicht auch auf den flacheren Neigungswinkel der einseitig an Berggehängen entwickelten Lössabsätze ausgedehnt werden. Der feine Lössstaub breitet sich naturgemäss in anderer Weise aus und schlägt sich in anderer Weise nieder, als die Sandkörner der Dünen, gleichwie z. B. bei der Mündung eines Baches in einen See die feinen Schlammtheilchen, welche der Bach mit sich führt, weiter in den See hinausgetragen und flacher verbreitet werden, als die schweren Schotterelemente.

Wenden wir nun diese Betrachtungen auf den vorliegenden Fall an, so würden die Westseiten der Thäler mit ihren Lössanhäufungen den geschützteren Stellen entsprochen haben, die Ostseiten den minder geschützten, dem Anprall des Windes ausgesetzten, oder betrachten wir statt der Thäler die zwischen je zwei parallelen Thälern eingeschlossenen Hügelmassen, so entsprach die Ostseite solcher nordsüdlich sich erstreckender Hügelmassen der windgeschützten Partie, es war die Leeseite dieser Hügel und die Westseite der Hügel war die den Winden ausgesetzte. Der Schutz der östlichen Hügelflanke ging also von der durch den Hügel selbst repräsentirten Sturmbarrière aus. Wir schliessen demnach auf Grund dieser Betrachtung, dass, unter Vor-

aussetzung, der Löss sei auf atmosphärischem Wege gebildet, in Galizien zur Zeit des Lössabsatzes Winde aus der westlichen Himmelsrichtung her die herrschenden waren. Wir schliessen ferner abermals, dass die Theorie vom Absatz des Löss aus der Atmosphäre vor den andern Hypothesen bezüglich der Lössbildung den Vorzug verdient, weil sie im Stande war, uns eine Erscheinung zu erklären, welche diese andern Hypothesen zu erklären nicht vermögen.

Wenn uns schon bisher bezüglich mancher klimatologischer Schlüsse für vergangene Epochen die Geologie Daten an die Hand gab, wie wir das z. B. hinsichtlich der Glacialspuren, der Verbreitung von Salzlagern oder der fossilen Floren sagen dürfen, so schafft uns, wie wir gesehen haben, die v. Richthofen'sche Lösstheorie einen neuen und interessanten Berührungspunkt zwischen Geologie und Meteorologie, sofern einst die letztere Wissenschaft sich nicht blos mit den ihrem Bereich zufallenden Vorgängen der Gegenwart, sondern mit der gleichsam geschichtlichen Entwicklung der heute durch diese Vorgänge repräsentirten Zustände befassen will.

Es frägt sich nun, ob wir Galizien hinsichtlich der hier discutirten Verhältnisse als isolirt zu betrachten haben. Da das Land einem grösseren Continentalgebiet angehört, so ist eine derartige Isolirung an sich nicht wahrscheinlich, und so fehlt es uns denn in der That nicht gänzlich an Anhaltspunkten, um das für Galizien gewonnene Bild zu vervollständigen.

Dem Scharfblicke eines E. Suess war es schon vor Jahren nicht entgangen, dass auch in Niederösterreich ähnliche Verhältnisse in der Verbreitung des Löss herrschen, dass auch hier vorwiegend die Ostflanke der Hügel von Löss eingenommen wird, während die Westflanke davon frei bleibt. Suess gab diesbezüglich eine kurze und übersichtliche Zusammenstellung gelegentlich eines am 12. März 1866 gehaltenen Vortrages in den Schriften des Vereins zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse in Wien (6. Band, Wien 1867, p. 341). Er nennt als Beispiel den Ostabhang des Bisamberges bei Wien (also den von der Donau abgewendeten Abhang dieses Berges), und fährt dann fort:

„Auch weiter im Norden bis nach Mähren, bis an die Polauer Berge bei Nikolsburg, kann man die Erscheinung wahrnehmen, dass der Löss an den westlichen Gehängen der Berge nur spärlich auftritt, während er stellenweise an östlichen Abdachungen in grosser Mächtigkeit aufgeschüttet ist, und von da aus sich als eine ziemlich gleichmässige Decke über die vorliegende Ebene ausbreitet. Dasselbe gilt von den Bergen bei Weikersdorf, Radelbrunn und so fort, und nehmen die aufgeschütteten Massen an Mächtigkeit zu, je mehr man sich der Gegend von Krems nähert."

Suess, der damals auf dem Standpunkt der Ueberschwemmungs-Hypothese stand, wird von den heutigen Vertretern dieser Hypothese wohl als ein in vorliegender Frage ganz unbefangener Gewährsmann anerkannt werden.

Das Thal der March nördlich Marchegg bis in die Gegend der Einmündung der Taya zeigt nach unseren Karten ausschliesslich auf der westlichen Seite eine Ausbreitung von Lössgebilden. Oestlich der

March gegen die Vorhügel der sogenannten kleinen Karpathen zu findet sich nach Paul und Freiherrn v. Andrian (Jahrb. d. geol. Reichsanstalt 1864, pag. 366) „keine Spur von Löss". Derselbe tritt in der Fortsetzung dieses Gebiets erst nördlich der Miawa auf, wo er sich aber auf der Ostseite gewisser südlich von Holics links der March emporsteigender Tertiärhügel ausbreitet. Freilich fehlt er nach den genannten Autoren der Westseite der Karpathen nicht gänzlich, scheint aber auf die Ostseite der Vorhügel beschränkt zu sein, da er eben westlich der letzteren nicht vorkommt,

Auch in nächster Nähe von Wien scheinen, abgesehen von dem schon erwähnten Bisamberge, sich einige Beispiele für unsere Ausführungen gewinnen zu lassen. Zunächst denke ich dabei an die an der Ostflanke des Kahlengebirges entwickelten Lössabsätze. Cžjžek in seiner Beschreibung der Ziegeleien von Inzersdorf machte schon im Jahre 1851 (Jahrb. d. geol. R.-A. 2. Heft) darauf aufmerksam, wie der Löss am Wiener Berge nur an den nördlichen und östlichen Abhängen mächtiger erscheine, am südlichen Abhange schilderte er ihn als wenig mächtig und vom westlichen Abhange erwähnt er ihn gar nicht. An der Fischa aber, welche vor ihrer Einmündung in die Donau bei Fischamend ein genau von Süden nach Norden verlaufendes Thal bildet, treten die den Löss unterlagernden tertiären Bildungen nur auf der rechten (östlichen) Thalseite auf, ganz entsprechend den Beispielen, die wir aus Galizien beigebracht haben.

Wer unsere geologischen Karten von Böhmen ansieht, welche gleichfalls lange vor dem Auftauchen der v. Richthofen'schen Lösstheorie gemacht wurden, findet an verschiedenen, nordsüdlich verlaufenden Thalstrecken das oben geschilderte Verhältniss wieder, so am unteren Lauf der Eger zwischen Budin und Leitmeritz, am Lauf der Iser zwischen Neu-Benatek und Jung-Bunzlau, an der Cydlina oberhalb Chlumec und Neu-Bidschow und an der Elbe in der Gegend von Königgrätz. In den letztgenannten drei Fällen laufen die Flüsse in den definirten Thalstrecken südwärts und haben die Lössausbreitungen auf ihrer rechten, also westlichen Seite, die Eger aber verläuft im letzten Stück ihres Laufes vor der Einmündung in die Elbe bei Leitmeritz nach Norden und hat eine Lössausbreitung auf ihrer linken, also wieder auf der westlichen Seite. Auch der Trübau-Fluss im östlichen Böhmen in der Gegend von Abtsdorf kann hier genannt werden.

Uebrigens ist bezüglich Böhmens diese Art der Verbreitung des Löss nicht blos aus der Karte herauszulesen. In einem Bericht Jokely's finde ich dieselbe für das Iserthal direct erwähnt (Jahrb. d. geol. R.-A. 1859, Verhandl. p. 98). Es heisst daselbst: „Bemerkenswerth ist die linke (östliche) Seite der Iser ferner noch dadurch, dass der an der rechten so weit verbreitete und mächtige Löss, mit Ausnahme einiger vereinzelter Punkte an den höheren Theilen der Plänerberge, hier in den tieferen Ebenen rings um dieselben gänzlich fehlt" [1]).

---

[1]) In einem andern Bericht über den Leitmeritzer und Bunzlauer Kreis spricht Jokely (Verhandl. 1859, ibid. p. 64) von der viel allgemeineren Verbreitung der lössartigen Diluviallehme gegenüber der beschränkten Verbreitung der

Sehr analog erscheinen auch die Verhältnisse dieser Art längs einer grösseren Anzahl nordsüdlich verlaufender Thäler des nördlichen Ungarn, wie man aus unseren detaillirten geologischen Karten in einer geradezu auffälligen Weise ersehen kann.

Namentlich das Waag-Thal zwischen Waag-Neustadtl, Pistyan und Szered bietet hier ein treffliches Beispiel. Am linken (östlichen) Ufer haben wir eine vielgestaltige Entwicklung von alten und mesozoischen Gebilden, am rechten wird Alles von Löss eingenommen. Minder deutlich aber immer noch gut erkennbar tritt diese Thatsache an der Neutra oberhalb Neutra uns entgegen. Am Gran-Fluss zwischen Bars und seiner Mündung in die Donau treten die den Löss unterlagernden Tertiärbildungen jener Gegenden nur an der rechten (östlichen) Thalseite unter ihrer Decke hervor. An der Zagyva zwischen Paszto und Apcz herrscht ein ähnliches Verhältniss, am westlichen Ufer ist Löss ausgebreitet, am östlichen werden überall Trachyttuffe angegeben. Bei Loszoncz im Gebiet der Eipel kommt das dortige Tertiär auch nur auf der östlichen Thalseite vor. Nördlich von Waitzen in der Gegend von Vadkert zeigen kleinere Flüsse ganz dieselben Erscheinungen längs ihrer Thäler. In den Gegenden von Pincz und Nagy Darocz sieht man dasselbe. Gleiches gilt für die Rima bei Rima Szombath (nordwestlich von Miskolcz) oder für die Thäler bei Apadki und Kokreszi. Ebenso möchte das Thal der Hernad, etwa in der Gegend zwischen Ferro und Aszalo, wo die Karten am Ostufer des Flusses einen Streifen Tertiär angeben, hier als Beispiel erwähnt werden dürfen.

„Die Ausdehnung der mächtigen Lössdecken", sagt Stache in seiner Beschreibung der Gegend von Unghvár (Jahrb. d. geol. Reichsanstalt, 1871, pag. 412), „welche in diesem Gebiete Thalböden, sowie auch Berggehänge und niedere Bergrücken überkleiden, in genauer Umgrenzung auszuführen, wäre eine wenig dankbare Aufgabe. Es mag nur angedeutet werden, dass die einst unzerrissene uniforme Decke sich in grösseren, zusammenhängenden Partien besonders auf der Westseite des Ungh-Thales zwischen Berezna und Dubrinic erhalten hat und auf dieser Strecke auch weit in die Nebenthäler eingreift." Dieses Citat hat auch noch deshalb einiges Interesse für uns, weil es zeigt, wie der Autor trotz seiner Voreingenommenheit für die auch sonst noch in derselben Arbeit vertretene Annahme, der Löss sei ursprünglich ganz continuirlich ausgebreitet gewesen, und an den Stellen, wo er sich nicht findet, später weggewaschen worden, der Auffälligkeit der mitgetheilten Thatsache Rechnung tragen musste.

---

diluvialen Schotterabsätze Ihm war es aufgefallen, dass der Löss viel höher (stellenweise bis 980 Fuss) in Thälern und Pässen hinaufstieg, als der Schotter. Da ihm den etwas vagen diesbezüglichen Vorstellungen seiner Zeit entsprechend fast alle Diluvialabsätze Böhmens als marin galten, so sah er in dieser Art der Verbreitung des Lehmes die Beweise für „canalartige Verbindungen einzelner Buchten dieses Meeres" und für „eine seit der Diluvialperiode stetig fortgeschrittene Continental-Erhebung." Ich führe das nur nebenher an, um zu zeigen, dass neben der Beobachtung einer einseitigen Verbreitung des Löss einem bekanntlich so exacten Aufnahmsgeologen, wie Jokely, auch die Unabhängigkeit des Löss von den Meereshöhen und den sicher aquatilen Schotterbildungen aufgefallen war.

Die Mehrzahl der hier genannten nordungarischen Flüsse verlaufen, wie gesagt, in den in Frage kommenden Thalstrecken von Norden nach Süden. Ihr aus älteren Gesteinen zusammengesetztes steileres Gehänge befindet sich auf der linken (östlichen) und ihre Lössseite (um mich so auszudrücken) auf der rechten (westlichen) Flanke der Thäler.

Die Einschränkung der Verbreitung des Löss auf das rechte (westliche) Ufer der Donau in Ungarn, von der uns unter Andern H. Wolf (Jahrb. der geol. Reichsanstalt 1867, pag. 544) berichtet hat, hat man zwar mit dem Bär'schen Gesetz in Verbindung gebracht, da die Lössmassen dort bekanntlich längs des Stromes Steilränder bilden, welche vielfach unterwaschen werden, und ich will auch gegen diese Auffassung nichts einwenden, indessen darf es erlaubt sein zu betonen, dass die Thatsache an und für sich mit den hier entwickelten Vorstellungen ganz gut harmonirt.

Dass längs der Oder in Schlesien die Lössvorkommnisse im Wesentlichen ebenfalls den westlichen (hier linksseitigen) Gehängen dieses Flussthales angehören, ist bekannt. In seiner Geologie von Ober-Schlesien (Breslau 1870) hebt F. Roemer ausdrücklich hervor, wie der grosse Gegensatz in der Fruchtbarkeit beider Oderseiten hierdurch bedingt sei. F. Roemer beruft sich beim Vergleich der oberschlesischen Lössbildungen direct auf den Löss des Rheinthales, und überhaupt dürfte dieses auf deutschem Boden befindliche Vorkommen nicht leicht in die beliebte Categorie der zweifelhaften Vorkommen fremder oder ferner Länder gerechnet werden, denen man gern jeden möglichen Ursprung anheimstellt, sofern nur dem deutschen Löss die fluviatile Entstehung gesichert bleibt.

Auch weiter nördlich in Mittel-Schlesien, in der Umgebung von Breslau, ist die Vertheilung des Löss und des fruchtbaren Bodens noch eine ähnliche, und wenn auch das Auftreten von Löss auf der rechten Oder-Uferseite nicht unbekannt ist, wie in den Trebnitzer Bergen, so gehört doch dieses Auftreten dann den Ostflanken jener Hügel wohl vorwiegend an.

Sehr übereinstimmend mit der Art der Verbreitung des Löss in Schlesien längs der Oder ist der Umstand, dass auch in Sachsen an der Elbe der Löss auf die linke westliche Thalseite beschränkt bleibt, wo er nach den übereinstimmenden Berichten von Fallou, Engelhardt, Jentzsch und H. Credner (siehe Neues Jahrbuch, Stuttgart 1876, pag. 9) eine „bandartige Zone am linken Gehänge des Elbethals zwischen Pirna und Meissen" bildet. Von Meissen aus geht er dann in einem schmalen Streifen über Lommatsch nach Nordwesten bis in die Gegend von Mügeln. Rechts der Elbe ist überhaupt nur ein kleines lössbedecktes Areal bei Wantewitz und Laubach bekannt.

Diese Art der einseitigen Verbreitung zu erklären, hat vor etlichen Jahren Herrn Jentzsch sogar einige Sorge verursacht (Das Quartär der Gegend um Dresden, Giebel's Zeitschr. für die ges. Naturw., Berlin 1872), so dass er (l. c. p. 74) auf den Gedanken kam, aus der verschiedenen Beschaffenheit des Untergrundes des Löss eine Erklärung dafür abzuleiten. Die vermeintlichen Hochwasserfluthen, welche den angeblichen Lössschlamm mit sich führten, konnten, wie er glaubt, diesen Schlamm leichter auf dem Kiesboden des linken Ufers,

als auf dem Sande des rechten Ufers absetzen. An anderen Stellen, wie z. B. bei uns in Galizien, hat der oft sandige Untergrund den Lössabsatz freilich nicht verhindert und auch in Sachsen scheint der Löss sich stellenweise ohne Schwierigkeit über Sand abgelagert zu haben, wie zwischen Meissen und Mügeln (l. c. p. 79). Man sollte in der That auch meinen, dass die Ausbreitung Schlamm führender Hochwässer viel mehr von hypsometrischen Verhältnissen abhänge, als von der petrographischen Beschaffenheit des Untergrundes, und wenn dennoch diesem Untergrunde einiger Einfluss bei der Lössbildung zugeschrieben werden sollte, so könnte man das für den Anfang des betreffenden Processes im Sinne von v. Richthofen's Theorie viel eher in der verschiedenen Beschaffenheit der Vegetationsbekleidung finden, soweit diese Verschiedenheiten vom Untergrunde abhängig sind, als in so eigenthümlichen Vermuthungen, wie die besprochene.

Jene letzterwähnte Lösspartie zwischen Meissen, Lommatsch und Mügeln, welche sich von Meissen an mehr und mehr von der Elbe entfernt, aber immer noch auf deren linker Seite gelegen bleibt, hat überhaupt dem Scharfsinn der Erklärer Einiges zu schaffen gegeben. Während Jentzsch im Uebrigen die ältere Idee, der Löss habe sich in Meeres- oder Seebecken abgelagert, nicht sonderlich warm zu empfehlen vermag, sieht er sich hier zu der Annahme eines marinen Ursprungs des Löss genöthigt. Oberhalb Meissen ist nach diesem Autor der Löss Flussabsatz, unterhalb Meissen, wo die Elbe in's Diluvialmeer gemündet haben soll, ist der petrographisch sich gleichbleibende Löss Meeresabsatz, nur wieder mit der merkwürdigen Modification, „dass hier die Lössablagerung sich fortsetzte, auch, als das Meer nicht mehr directen Antheil nehmen konnte" (l. c. p. 80).

„Wenn der Löss auf diese Weise abgelagert wurde", fährt dann Jentzsch fort, „warum bildet er dann nur einen schmalen, von der Elbe aus zungenförmig nach Westen verlaufenden Streifen und breitet sich nicht vielmehr auch nach Osten zu in gleicher Weise aus?" Zur Lösung dieser Frage ist dann der Autor versucht, „eine, wenn auch schwache, nach Westen gerichtete Küstenströmung anzunehmen."

Wenn einigen Forschern die v. Richthofen'sche Theorie zu complicirt erscheint, um wahrscheinlich zu sein, dann kann dieser Vorwurf den Anhängern der Ueberschwemmungs-Hypothese nach den obigen Proben getrost zurückgegeben werden. Was für ein Apparat der heterogensten und willkürlichsten Annahmen musste da aufgebaut werden, um für einen einzelnen Fall in der Verbreitung des Löss jene Hypothese retten zu können!

Ich bitte übrigens zu glauben, dass in diesen Worten auch nicht die Spur eines Vorwurfs liegen soll gegenüber Forschern, deren redliches Bemühen es gewesen ist, die Wahrheit aufzuhellen, und denen wir eine bedeutende Erweiterung unserer Kenntniss nach so vielen Seiten hin verdanken. Bei vielen Irrthümern, sofern sie mit der Zeit allseitig überhaupt als solche erkannt werden, ist die persönliche Haftbarkeit untergeordnet gegenüber dem Einfluss allgemeiner oder doch der näheren Umgebung angehöriger Richtungen, Auffassungen und Verhältnisse.

Auch an anderen Orten Deutschlands scheinen die hier berührten Verbreitungserscheinungen wiederzukehren.

An der Elster haben die Untersuchungen des Herrn Jentzsch gleichfalls nur auf der linken westlichen Thalseite zwischen Pegau und der Gegend von Knauthain bei Leipzig die Anwesenheit von Löss nachgewiesen.

Nicht minder würden, nach den Mittheilungen von O. Lang (Ztschr. d. deutsch. geol. Ges. 1881, pag. 276) zu schliessen, die Lössvorkommen bei Göttingen hier Beispiele abgeben dürfen. Die bedeutendste der dortigen Lössablagerungen befindet sich am Ostabhange des grossen Kramberges nördlich von Lenglern. „Seitlich schwindet die Mächtigkeit sehr allmälig" und nach Westen zu erkennt man dann den Verwitterungsboden des Lettenkohlensandsteins. Ein anderes Lössvorkommen wird daselbst vom östlichen Abhang der Lieth bei Bovenden erwähnt.

Sogar aus Franken und den Maingegenden kann man eine Analogie für das Phänomen der einseitigen Lössverbreitung beibringen. Ich berufe mich auf niemand Anderen als auf Sandberger selbst. Derselbe schreibt (Glacialzeit bei Würzburg, l. c. pag. 4): „Der Thallöss ruht im Mainthale in durch Vorsprünge geschützten Buchten, welche von Ochsenfurt bis Carlstadt überwiegend auf der linken Thalseite vorkommen". Die Strecke des Mainlaufes zwischen den genannten Orten ist aber eine von Süden nach Norden gerichtete, die linke Mainseite ist also dort die westliche des Flusses. Ebenso beachtungswürdig ist auch Sandberger's Bemerkung, dass das ausgedehnte fränkische Muschelkalkplateau, welches sich zu beiden Seiten des Mains erstreckt, in seinem westlichen Theile nur steinige Oedungen aufweise, während es „je weiter östlich, desto fruchtbarer" werde, weil sich daselbst Löss in grosser Mächtigkeit ausbreite (Triasformation im mittleren Maingebiete 1882, pag. 3).

Bei Wiesbaden endlich, welches an einem kleinen, nordsüdlich verlaufenden Thal gelegen ist, erstreckt sich der Löss nach Stift (Geogn. Beschr. d. Herzogth. Nassau, Wiesbaden 1831, pag. 526) auf der NW., W. und Südseite der Stadt bis gegen den Rhein herab. Von einem Vorkommen dieser Ablagerung auf der Ostseite des Thales berichtet der citirte Autor nichts.

Wahrscheinlich würde man in der Lage sein, noch zahlreichere Beispiele für das hier zu beweisende Gesetz beizubringen, wenn in den geologischen Karten und Beschreibungen der Löss von den andern sogenannten Diluvialbildungen überall scharf und mit Sicherheit getrennt worden wäre. So aber haben die Autoren, ohne dass ihnen daraus ein Vorwurf gemacht werden soll, unter der stratigraphisch ganz zulässigen Bezeichnung Diluvium oder Quartärformation oft genetisch ganz heterogene Bildungen zusammengefasst. Sogar mit dem Worte Löss hat man es nicht immer allzu genau genommen. Auch das manchmal (insbesondere bei im Verhältniss zur verfügbaren Zeit grossen Gebieten) beliebte und hie und da unvermeidliche Schematisiren der Beobachtungen, demzufolge die auf einer Thalseite gemachte Feststellung gern auf die andere Thalseite übertragen wird, erschwert die Benützbarkeit vieler Arbeiten für so speciell umgrenzte Fragen wie die vorliegende.

Ein Urtheil über die Erscheinungsweise der hier zur Sprache gekommenen Verhältnisse längs des Rheines habe ich mir leider aus der mir zugänglich gewesenen Literatur nicht bilden können. Wahrscheinlich wird man mir vorhalten, der Löss komme auf beiden Rheinseiten vor. Es darf aber wohl bemerkt werden, dass diese Thatsache für sich allein nicht ausschlaggebend sein kann. Es käme darauf an zu prüfen, wie sich die Lössabsätze namentlich auch bezüglich ihrer zu- und abnehmenden Mächtigkeit zu den einzelnen Erhebungen beider Thalseiten und zu den Details der Oberflächenplastik verhalten. Z. B. haben Deffner und Fraas (N. Jahrb. 1859, pag. 529) darauf hingewiesen, dass in der Gegend des Jura von Langenbrücken, welcher an der Begrenzung des Rheinthals Theil nimmt, der Löss im Bereich der Juragebilde nur sporadisch und in geringer Mächtigkeit auftritt, während er östlich davon zwischen Odenheim und Mühlhausen grosse Flächen mit grösserer Mächtigkeit einnimmt. Nach der diesem Aufsatz beigegebenen Karte würde das kleine Thal zwischen Mühlhausen und Rothenberg die hier besprochene Einseitigkeit der Lössverbreitung sehr deulich erläutern. Doch muss ich das Urtheil über den Werth solcher Beispiele natürlich den mit den Localverhältnissen vertrauten Geologen überlassen.

Ebenso wenig wie für den Rhein konnte ich Näheres über die diesbezüglichen Verbreitungs - Erscheinungen des Löss im nördlichen Frankreich ermitteln. Für das südöstliche Frankreich hat es sogar nach gewissen Mittheilungen von Falsan und Chantre (Monographie des anciens glaciers du bassin du Rhône, 2. Bd. Lyon 1880, pag. 413 u. 433) den Anschein, als käme dort stellenweise eine Einseitigkeit der Lössverbreitung im umgekehrten Sinne als dem hier betonten vor, denn diese Autoren erwähnen, dass auf dem Plateau des Dombes (zwischen Lyon, Bourg und Macon) der Löss eine Art krummliniger Zone bilde, die ungefähr der Entwicklung der Endmoräne der dortigen alten von den Alpen ausgehend gewesenen Gletscher paralell laufe, da diese Bildung im Norden, Westen und Süden des Plateaus häufiger scheine, als im Osten. Ich erwähne das ausdrücklich, weil das Interesse der Sache eine genaue Revision und Erörterung solcher Verbreitungserscheinungen in der Zukunft erfordert und will deshalb nicht darüber discutiren, inwieweit und ob die genannten Forscher, welche den Lösslehm für ein Glacialproduct halten, von dieser ihrer vorgefassten Meinung bei der Beurtheilung der fraglichen Verhältnisse geleitet wurden, oder ob thatsächlich in jener Gegend die Ursachen der Lössvertheilung in anderem Sinne wirksam waren, als in den vorher besprochenen Fällen, was ja ganz gut denkbar wäre.

Immerhin dürfen wir heute schon auf Grund der vorgeführten Daten behaupten, dass in der Einseitigkeit der Verbreitung des Löss eine über weite Strecken Europas ausgedehnte Gesetzmässigkeit herrscht, und wir schliessen aus denselben Daten nunmehr mit Zuversicht auf das Vorwalten westlicher Windrichtungen in diesen Strecken zur Zeit der Ablagerung des Löss.

Ich kann mir nicht versagen, auch auf eine aussereuropäische Analogie zu dem soeben vorgetragenen Gesetz aufmerksam zu machen,

freilich die einzige, welche mir vorläufig bekannt geworden ist. Länder, in welchen eine bestimmte Windrichtung nicht überwiegt, oder wo doch solche Winde, in deren Richtung nach einer Himmelsgegend hin etwas Gemeinsames besteht (wie z. B. zwischen NW., W. und SW.-Winden) nicht abwechselnd vorwalten oder zur Zeit der Lössbildung vorgewaltet haben, können selbstverständlich keinerlei Ergänzungen zu den besprochenen Thatsachen darbieten, und es scheint, dass ein grosser Theil der nichteuropäischen Lössgebiete diesbezüglich so zu sagen ein indifferentes Verhalten zeigen. Das Thal von Ferghana (Kokhand) indessen unterscheidet sich nach den neuesten Mittheilungen in der angedeuteten Beziehung von anderen asiatischen Gebieten. A. von Middendorf (Einblicke in das Ferghana-Thal, Petersb. 1881 l. c.) der, nebenbei bemerkt, durch diese seine letzte asiatische Reise trotz vorheriger Abneigung zum Anhänger von Richthofen's Theorie geworden ist, wie es die Meisten werden, welche asiatische Steppen betreten haben, hat nämlich uns über das Klima und den Boden jener Provinz eine Reihe wichtiger Aufschlüsse gegeben. Demnach (l. c. pag. 118) sind daselbst Westwinde entschieden vorherrschend, während allerdings in den benachbarten Gebirgsthälern aus localen Ursachen diesbezüglich mannigfache Unregelmässigkeiten vorzukommen scheinen. Das Ferghana-Thal wird von dem Naryn durchflossen, welcher durchschnittlich zwar von Osten nach Westen, in der Gegend aber von Utsch-Kurgan eine Strecke lang nordsüdlich verläuft. Und gerade hier (siehe l. c. pag. 23) zeigt der Fluss auf seinem linken, also östlichen Ufer das Auftreten jüngerer Conglomerate, die übrigens ein wenig älter sind, als der Löss, während der letztere auf dem entgegengesetzten Ufer entwickelt und auf dasselbe beschränkt ist. Dieselben Ursachen haben eben überall gleiche Wirkungen.

Die hier gewonnenen Ergebnisse harmoniren nicht übel mit der zuerst von Ehrenberg und v. Dechen festgestellten, später durch Beningsen-Förder vervollständigten Auffindung von Polythalamien im Löss des Rheins, welche augenscheinlich den nordfranzösischen oder englischen Kreideablagerungen entstammen.

v. Richthofen hat diese Funde bereits besprochen. Er schreibt (China, I. Band. pag. 172): „Einige Beachtung verdienen die in dem Löss des Rheinthals eingeschlossenen Polythalamien. Das Steppenklima musste continentale Luftströme veranlassen, wie in Central-Asien, und die Trockenheit der Luft eine sommerliche Insolation zur Folge haben, welche respirirend wirkte und während der heissen Jahreszeit constante Luftzufuhr von Norden und Nordwesten her verursachte. Eine Strömung von Kreidestaub wird dann den Rhein hinaufgezogen sein und die Polythalamien auf der Steppe abgelagert haben, wo sie von der Vegetation festgehalten wurden. Liesse sich der Herstammungsort noch anderer Einschlüsse des Löss ergründen, so würde man das System der damaligen Luftströmungen vervollständigen können."

v. Richthofen spricht hier von einem System verschiedener Luftströmungen, obschon die ihm vorliegenden Anhaltspunkte nur auf eine nordwestliche Windrichtung hinweisen. Es ist kaum nöthig, Verwahrung einzulegen gegen die mögliche Unterschiebung der unnatürlichen Annahme, als ob im Sinne der früher entwickelten Anschauungen das

Auftreten auch anderer als westlicher Windrichtungen während der Lössbildung ausgeschlossen werden sollte. Es handelt sich, wie nochmals ausdrücklich betont werden soll, nur um das Vorwalten der westlichen Richtungen, namentlich auch bezüglich der Heftigkeit der von dort kommenden Winde, und gerade heftige Winde oder Stürme werden in der Lage sein, auch das meiste Material an Staub mit sich zu führen.

Auch heutzutage sind für die Gebiete, mit deren Lössabsätzen wir uns beschäftigt haben, westliche Windrichtungen namentlich auch in Bezug auf Windstärke die vorherrschenden. Das wissen wir Alle aus eigener Erfahrung, und das wird auch jeder Meteorologe bestätigen. Ob zur Zeit der Lössbildung das Verhältniss dem Grade nach verschieden und vielleicht noch mehr zu Gunsten der westlichen Richtungen gestaltet war als heute, lässt sich vorläufig schwer beurtheilen, uns genügt es, dass es der Art nach das gleiche geblieben ist. Wenn uns daran gelegen sein muss, die Vorgänge der Vorzeit in ihrer Continuität bis auf die Gestaltung der Dinge in der Gegenwart zu verfolgen, so bieten uns Betrachtungen wie die vorausgängigen, wenigstens für einzelne Seiten der Frage ein Mittel dazu.

Dass heute im nördlichen Europa Westwinde vorherrschen, hat Schouw bereits 1822 in seiner vergleichenden Klimatologie ausgesprochen, wenn diese Erscheinung auch weiter nach Osten hin etwas abnehmen mag. Man kann hier auch die kurzen, von Hann (in Hann, Hochstetter und Pokorny, Allgemeine Erdkunde 2. Auflage pag. 98 und 99) zusammengestellten Angaben vergleichen, aus denen für Westeuropa ein ganz auffälliges Prävaliren westlicher Windrichtungen hervorgeht.

Es liegt ja, wie schon angedeutet, auch nahe anzunehmen, dass sich unsere jetzigen meteorologischen Verhältnisse in irgend einer Weise an die der nächsten geologischen Vergangenheit müssen anknüpfen lassen, dass sie sich aus diesen heraus entwickelt haben. Freilich bleiben dabei noch manche Widersprüche zu beseitigen. Unter der Voraussetzung, dass Europa in der Diluvialzeit ähnliche Conturen besessen habe, wie heute, würde man nämlich glauben dürfen, bei ähnlichen Windrichtungen müssten sich auch analoge Regen- und Niederschlagsverhältnisse entwickelt haben, was dann wieder dem Steppencharakter der Lösslandschaften entgegenzustehen schiene.

Ich glaube indessen ernstlich, dass solche Widersprüche nur scheinbar sind, und dass sie beim weiteren Verfolgen der Sache sich gebührend aufhellen werden. Erstlich hat ja Niemand diesen Steppencharakter der betreffenden Gegenden Europas für einen sehr extremen gehalten und ferner darf nicht vergessen werden, dass die niedrigere mittlere Jahrestemperatur dieser Gegenden, wie sie für die Zeit der Hauptmasse der Lössabsätze wohl zweifellos (nach F. Sandberger u. A.) erwiesen ist, auch einen Einfluss zu Ungunsten der Vegetationsverhältnisse, das heisst unter Umständen zu Gunsten des Steppencharakters ausgeübt haben wird. Ob nun aber nicht doch und in welcher Weise endlich Veränderungen in der Vertheilung von Wasser und Land noch in der jüngeren Diluvialzeit mitgewirkt haben mögen, um eventuell die Niederschlags- oder Regenverhältnisse ohne wesentliche und principielle

Störung der herrschenden Windrichtungen zu modificiren, das zu discutiren würde uns hier zu weit führen. Botaniker, wie Heer und Axel Blytt, haben von solchen Veränderungen gesprochen, und der Letztere hat obendrein einen wiederholten, vermuthlich auf allgemeinere Ursachen zu beziehenden Wechsel zwischen bald mehr continentalen, bald mehr insularen klimatischen Bedingungen nach dem Schluss der Eiszeit wahrscheinlich zu machen gesucht. Nun, wir können nicht alle Zweifel, die sich erheben, und alle neuen Fragen, die sich aufrollen lassen, mit einem Schlage beseitigen. Es bleibt nur zu wünschen, dass eine vorurtheilslose Forschung sich nach und nach dieser Fragen bemächtige. Hier konnten zunächst nur einige der Thatsachen, welche in ihrer Zusammengehörigkeit oder gegenseitigen Abhängigkeit bei der weiteren Discussion aller dieser Probleme von Belang sein werden, mit möglichster Schärfe analysirt und nach Thunlichkeit richtiggestellt werden, und diese Thatsachen sind die geschilderte Einseitigkeit in dem Auftreten des Löss längs meridianer Thäler, sowie die Abhängigkeit dieser Einseitigkeit von westlichen Windrichtungen für einen grossen Theil von Europa.

Was aber andersartige Vermuthungen oder Untersuchungen bezüglich der Windrichtungen in den jüngst vergangenen geologischen Epochen anlangt, so erinnere ich mich im Augenblick nur auf eine einzige Angabe, welche scheinbar den hier entwickelten Anschauungen entgegen gehalten werden könnte. Ich meine die kurze Mittheilung von Ringler Thomson, on the position in which the shells are found in the Red Crag (quaterly journal 1849, pag. 353). Dem Genannten fiel es auf, dass im Crag von Suffolk und Essex die verschiedenen Muscheln immer in bestimmter Lage angetroffen werden und dass die Bivalvenklappen mit ihrer concaven Seite nach unten liegen, eine Beobachtung, welche, wie man sieht, sehr übereinstimmt mit der ähnlichen Beobachtung, die ich an der Küste von Masenderan anstellen konnte. (Ueber einige Bildungen der jüngeren Epochen in Nordpersien Jahrb. d. geol. R.-A. 1881, pag. 121.) Auf Grund von Experimenten kam Thomson zu dem Schluss, dass diese eigenthümliche Lage nicht mit der ursprünglichen Art des Absatzes aus Wasser, wohl aber mit der Thätigkeit des Windes, von welchem entweder das Wasser bewegt wurde oder bei zeitweiligem Trockenliegen des Strandes zusammenhänge. Aus der Lage der Längsaxen der Schalen sowohl der Zweischaler als der Schnecken, glaubte Thomson auf eine östliche Windrichtung schliessen zu dürfen, welche in der Zeit des Crag an den Küsten Englands vorwaltend gewesen sei. Gerade diese Conclusion aus seinen gewiss hochinteressanten Beobachtungen ist dem Verfasser, wie ich glaube, weniger überzeugend gelungen, denn die Längsaxen der Schalen werden, sofern wir dem Winde einen Einfluss auf ihre Lage zugestehen, bei Westwinden wohl dieselbe Position annehmen, wie bei Ostwinden, und so möchten denn die erwähnten Thatsachen ganz bequem mit der hier vertheidigten Theorie von herrschenden Westwinden in Uebereinstimmung zu bringen sein, sofern im Hinblick auf die ohnehin nicht genau bestehende zeitliche Concordanz der verglichenen Ablagerungen, das überhaupt nöthig erscheinen sollte.

Wir haben uns nun überzeugt, dass das Studium eines Lössgebiets, wie das galizische es ist, nicht ganz belanglos für die Auffassung der genetischen Verhältnisse des Löss im Allgemeinen erscheint. Es ist auch schwer, derartigen Untersuchungen einen rein localen Charakter zu bewahren. Eine fortgesetzte Erörterung über die angeregten Fragen wäre deshalb wohl zu wünschen.

Der Gegensatz zwischen den verschiedenen Theorien über Lössbildung ist ein scharfer, einer der schärfsten vielleicht, welche neben der Frage, ob die Drift- oder die Gletschertheorie für die Erläuterung des erratischen Diluviums den Vorzug verdient, seit langer Zeit in der Geologie der jüngeren Formationen aufgetaucht sind, denn je nachdem man sich der einen oder der anderen Anschauung zuwendet, wird man sich ein gänzlich verschiedenes Bild von der Beschaffenheit der von uns bewohnten Landstriche in der jüngsten Vergangenheit machen.

Schlusswort.

Da in der Einleitung von dem Bestreben des Verfassers die Rede war, das Gleichgewicht zwischen den einzelnen Partien dieser Arbeit nicht über Gebühr durch Bevorzugung eines bestimmten Abschnittes stören zu wollen, so wird der Leser, der die Geduld besessen hat, unseren Ausführungen bis zu Ende zu folgen, sofern er rein äusserlich die Länge und Ausdehnung der einzelnen Abschnitte sich in Erinnerung ruft, vielleicht zu dem Vorwurf veranlasst werden, der theoretische Theil der Arbeit habe schliesslich den sachlich beschreibenden denn doch etwas zu sehr überwuchert. Ich werde mir diesen und vielleicht auch manchen anderen Vorwurf gefallen lassen müssen, obwohl ich gerade umgekehrt das Gefühl habe, bei manchen wichtigeren Punkten der allgemeinen Bemerkungen eine nur ganz skizzenhafte Darstellung geliefert zu haben.

Doch könnte zur Entschuldigung des Verfassers gegenüber einer derartigen Beurtheilung der Umstand dienen, dass alle die hier versuchten theoretischen Erörterungen sich mehr oder weniger unmittelbar an die beschriebene Gegend anknüpfen liessen und angeknüpft werden mussten, sofern diese Gegend nur irgendwie im Zusammenhange mit den geologischen Verhältnissen ihrer Umgebung aufgefasst werden sollte. Es gibt auch vielleicht einen gewissen Unterschied, ich will nicht sagen in der Qualität (denn diese hängt von den Eigenschaften und der mehr oder minder anerkannten Meisterschaft des Autors ab), sondern in der Berechtigung theoretischer Speculationen, je nachdem die letzteren ohne directe äussere Veranlassung nur einem gleichsam am grünen Tisch gepflegten Bedürfniss nach sensationelleren Allgemeinheiten ihr Entstehen verdanken oder je nachdem sie sich aus dem Bestreben ergeben, eigene Beobachtungen mit denen Anderer zu vergleichen und zu untersuchen, inwieweit dieselben mit allgemeinen Anschauungen in Uebereinstimmung zu bringen sind oder zu solchen führen.

Sollte nun im letzteren Sinne ein Versuch bezüglich der Geologie Galiziens überhaupt gewagt werden, so schien er vorläufig gelegentlich der Discussion der geognostischen Verhältnisse von Lemberg am besten am Platze zu sein.

Inhaltsangabe.





Säugethier-Reste aus der Braunkohle von Göriach bei Turnau in Steiermark.

Von R. Hoernes.

Mit zwei Tafeln (Nr. II und III).

Durch Herrn k. k. Bergrath Gleich gelangte an die geologische Sammlung der Universität Graz eine Reihe von Versteinerungen, welche nunmehr in der geologischen Sammlung der Bergakademie Leoben aufbewahrt werden, und um deren Bestimmung ersucht wurde. Es sind Kohlenstücke mit Zähnen und Kieferfragmenten, sowie Geweihbruchstücke, welche aus dem Bergbau des Simon Krendl in Göriach bei Turnau im Steuerbezirk Aflenz stammen. Die Reste waren Gegenstand einer vorläufigen Mittheilung in Nr. 17 der „Verhandl.", Jahrg. 1881, in welcher ich das Vorkommen von fünf Säugethier-Arten in der Göriacher Kohle constatirte. Bekanntlich hat schon Herm. v. Meyer im 6. Bande der Palaeontographica Wirbelthierreste aus der Kohle von Turnau beschrieben, und sind seine Bestimmungen dann von den österreichischen Geologen, so von Stur in der Geologie der Steiermark, stets angeführt worden, obwohl sie theilweise, insoferne sie den unten ausführlicher zu erörternden Hirsch von Turnau betreffen, den v. Meyer fälschlich mit *Dorcatherium Naui* identificirte, ganz unrichtig waren.

In der bereits erwähnten vorläufigen Mittheilung besprach ich das Vorkommen je eines Vertreters der Gattungen *Felis*, *Dicroceros* (*Palaeomeryx*), *Hyotherium*, *Rhinoceros* und *Chalicomys*. Von all' diesen Formen lagen einzelne Zähne oder Gebissfragmente, von dem Hirsch aber auch Geweihstücke vor. *Hyotherium*, *Rhinoceros* und *Chalicomys* sind, wie noch zu erörtern sein wird, nur durch einzelne Zähne vertreten. Von der Katze lagen ein linker Unterkieferast mit der Carnassière und einem Prämolar, sowie einige Zähne vom linken Oberkiefer vor. Schon aus den geringen Dimensionen (der erwähnte Unterkieferast ist nur 72 Mm. lang) liess sich die Unmöglichkeit erschliessen, den Rest auf eine aus ungefähr gleichzeitigen Ablagerungen beschriebene Form zu beziehen. Ich entschloss mich daher zur Aufstellung einer neuen Form, die ich unten als *Felis Turnauensis* schildern werde.

Von dem bereits mehrfach erwähnten Hirsch lagen mir zur Zeit der Abfassung der citirten Verhandlungs-Notiz ausser den Geweihfragmenten, welche entschieden auf einen Gabelhirsch von grossen Dimensionen (Länge eines Sprosses über 20 Cm.!) deuteten, noch die drei Molare des linken Unterkiefers vor, an welchen ich das Vorhandensein des „Palaeomeryx-Wülstchens" constatiren konnte. Die Dimensionen dieser Backenzähne veranlassten mich, für die ganze Zahnreihe des Unterkiefers eine Totallänge von über 80 Mm. anzunehmen, so dass der Turnauer-Hirsch sich als etwas grösser erweist, als *Dicroceros elegans* von Sansan, der ihm an Grösse zunächst steht, während *Dicroceros* (*Palaeomeryx* — *Prox*) *furcatus* von Steinheim noch etwas hinter *elegans* zurückbleibt. Ein specifisches Merkmal des Turnauer-Hirsches glaubte ich endlich in der starken Runzelung des Zahnschmelzes zu erkennen, und sah mich veranlasst, ihn als neue Form mit dem Namen *Dicroceros fallax* zu belegen, da mir auch der Gattungsname *Palaeomeryx* aus mehrfachen Gründen ungeeignet erschien.

Eine freundliche Zusendung weiteren Materiales an Säugethierresten aus der Braunkohle von Göriach durch Herrn A. Hofmann gestattete mir, auf Grund der übersendeten, der geologischen Sammlung der Bergakademie Leoben angehörigen Versteinerungen eine nicht unwesentliche Ergänzung und Erweiterung meiner oben erörterten ersten Angaben in den Verhandlungen 1882 pag. 40 zu veröffentlichen. Sie hatten das Vorkommen von *Mastodon* (wohl *Mastodon angustidens*) nachgewiesen durch einzelne Fragmente von Backenzähnen, sowie neue Reste von *Dicroceros fallax*, unter welchen eine vollständige Backenzahnreihe des linken Unterkiefers hervorgehoben zu werden verdient, zum Gegenstand.

Es begegnen uns demnach in der Kohle von Göriach die Reste von sechs Säugethierarten, nämlich:

1. *Felis Turnauensis*,
2. *Rhinoceros aff. austriacus*,
3. *Dicroceros fallax*,
4. *Hyotherium Sömmeringi*,
5. *Chalicomys Jaegeri* (?),
6. *Mastodon angustidens* (?),

welche wir nunmehr der Reihe nach betrachten wollen.

1. *Felis Turnauensis nov. form.*

Tafel III, Fig. 1 und 2.

Ausser dem in Fig. 1 von der Innenseite dargestellten linken Unterkieferast lagen mir auf einem zweiten Kohlenstück mehrere Zähne vom linken Oberkiefer vor, welche wohl von demselben Individuum stammen. Fig. 2 stellt den Eckzahn des linken Oberkiefers dar, — auf die Abbildung der Carnassière des Oberkiefers und des rudimentären, an dieselbe gelehnten Backenzahnes verzichtete ich bei der starken Beschädigung der ersteren, von der nur die Hinterhälfte erhalten war. Auch genügen die Umrisse des Unterkiefers und der

Anblick der in ihm erhaltenen Zähne zur Orientirung über den in Rede stehenden Rest. Die Gelenksrolle des Unterkiefers ist stark beschädigt, der vordere Theil mit Canin und Incisiven nicht erhalten, doch lässt sich an dem Abdruck des ersteren in der Kohle bestimmen, dass der ganze Ast kaum über 72 Mm. lang war, also einem verhältnissmässig kleinen Thier angehörte. Vor der Carnassière, welche die gewöhnliche Gestalt dieses Zahnes, in der er bei Katzen entwickelt ist, aufweist, findet sich nur ein Prämolar erhalten, von einem zweiten ist die Stelle der Einfügung durch die Hohlräume der Wurzeln ersichtlich. Die Nähe des Abdruckes des Eckzahnes macht es kaum wahrscheinlich, dass noch ein vierter Backenzahn (so wie bei *Felis tetraodon*) vorhanden gewesen sei. Uebrigens erreichte die genannte französische Form, welche in der Gestaltung der Carnassière bedeutende Aehnlichkeit mit *Felis Turnauensis* aufweist, weitaus grössere Dimensionen. Es sei gestattet, an dieser Stelle zu bemerken, dass hinwieder die „Katze von Voitsberg“, von welcher ein äusserst schlecht conservirter Rest in der geologischen Sammlung der Universität Graz liegt, hinter der Turnauer-Form weit an Grösse zurückbleibt. Die Länge der Zahnreihe vom Canin bis an das Hinter-Ende der Carnassière misst hier nur 3 Cm., so dass die Totallänge des Unterkiefers wenig über 5 Cm. betragen haben mag. Leider ist der Voitsberger-Rest so schlecht erhalten, dass er heute kaum mehr die generische, geschweige denn die specifische Bestimmung zulässt[1]). Es ist das Vorkommen dieser kleinen Katzen-Arten im steirischen Mittelmiocän deshalb von besonderem Interesse, weil aus miocänen und überhaupt aus tertiären Bildungen sonst nur weit grössere Formen als Vertreter den Gattung *Felis* (und auch diese selten genug) bekannt sind. Ich sah mich deshalb veranlasst, die oben geschilderten, spärlichen Reste von Göriach mit einem neuen Namen zu bezeichnen, in der Hoffnung, dass spätere Funde gestatten werden, eine eingehendere Schilderung von *Felis Turnauensis* zu entwerfen.

---

[1]) In der Sammlung der Universität Graz hatte ich leider Gelegenheit, noch eine ganze Reihe anderer, zum Theile höchst interessanter, in Braunkohle eingebetteter Säugethier-Reste im Zustande des durch eine schlechte Conservirungs-Methode herbeigeführten Zugrundegehens anzutreffen. Derartige Reste werden wohl stets am besten mit dünnen Lösungen von arabischem Gummi eingelassen — will man aber Leim anwenden, was deshalb von Nachtheil ist, weil man dann mit heissen Lösungen operiren muss, dann ist entsprechende Verdünnung der Lösung und Erwärmung des zu behandelnden Restes nothwendig, da sonst, wie an den Resten von Voitsberg, welche in der Grazer Sammlung aufbewahrt werden, nichts von der Lösung aufgesaugt wird, die spröde Rinde, welche sich äusserlich bildet, später abspringt, und der ganze Rest zerfällt oder nach und nach abbröckelt. Jene Säugethierreste von Voitsberg, welche Prof. K. F. Peters 1871 in den Verhandl. der Reichsanstalt besprach (Nr. 7, p. 107, und Nr. 14, p. 252) sind heute fast gänzlich zu Grunde gegangen und lässt sich kaum mehr über dieselben sagen, als dass der Verlust so interessanter Reste um so mehr zu beklagen bleibt, als er bei einiger Vorsicht leicht hätte vermieden werden können. Bemerkt sei, dass auch die Anwendung von Wasserglas Versteinerungen meist nur eine Zeit lang schützt, später aber um so sicherer zerstört.

2. *Rhinoceros aff. austriacus Peters.*

Tafel III, Fig. 6.

Ausser dem abgebildeten Zahn, welchen ich für den dritten Prämolar des linken Oberkiefers halte (von vorne gerechnet), liegen mir nur Fragmente von Backenzähnen vor, welche lediglich durch die feine Streifung ihres Schmelzes als hieher gehörig zu erkennen sind. Professor K. F. Peters beschreibt im dritten Theile seiner für die Kenntniss der mittelmiocänen Wirbelthierfaunen der Steiermark grundlegenden Abhandlung, welche die Gattungen *Rhinoceros* und *Anchitherium* zum Gegenstande hat, eine höchst interessante Form der ersteren Gattung, welche in ihrem Zahnbau gewissermassen ein Bindeglied zwischen demjenigen der typischen Rhinoceronten und der Acatherien aufweist, aber doch in der Entwicklung eines Basalwulstes den letzteren so nahe steht, dass man sie geradezu als *Aceratherium* zu bezeichnen hätte (vergl. K. F. Peters, Zur Kenntniss der Wirbelthiere aus den Miocänschichten von Eibiswald in Steiermark III, p. 12 bis 18, Taf. II, Fig. 6—9).

Dieser *Rhinoceros* (*Aceratherium*) *austriacus* zeigt an den Backenzähnen wohl einen Basalwulst, doch ist derselbe stets viel weniger entwickelt, als bei der Type der Gattung *Aceratherium: A. incisivum Peters* sagt hierüber, indem er von einem Originalabguss des Eppelsheimer *A. incisivum* spricht: „Sowohl im Prämolar 2 als auch 3 (4 ist an dem Eppelsheimer-Stück nicht vorhanden) erheben sich von der inneren und hinteren Seite des Basalwulstes (Bourrelet) Stützpfeiler, die sich dem rückwärtigen Kronenhügel anschmiegen und zugleich zum Verschluss der gewundenen Mittelhöhle nach innen zu beitragen. An den Eibiswalder-Zähnen ist der Verschluss einfach quergestellt, ohne eine solche Verstärkungsleiste, auch ist der Basalwulst, bei gleicher Stärke am vorderen Umfange, an der inneren Seite schwächer, wie an irgend welchen Zähnen von Eppelsheim. Es liegt darin, beiläufig bemerkt, eine Annäherung an den Prämolar von den dreizehigen Arten."

Eine weitere Analogie mit den tridactylen Rhinoceronten würde *Rhinoceros austriacus* dann aufweisen, wenn es wirklich, wie die Darstellung von Peters es ziemlich wahrscheinlich macht, mit einem Horne ausgetattet gewesen wäre. Peters sagt hierüber: „Schliesslich darf ich nicht verhehlen, dass sich im vorderen (nur seitlich sichtbaren) Theile der Oberfläche des Nasenbeines eine feine Rauhigkeit zeigt, die von der gewöhnlichen Beschaffenheit starker Hornansätze weit entfernt ist, aber jener leichten Cribrosität entspricht, wie sie in der betreffenden Nasenbeinpartie des vor mir liegenden jungen Weibchens von *Rh. javanicus* als äusserste Area des Hornansatzes besteht. Es wäre demnach nicht unmöglich, dass dieses Exemplar von einer, trotz der flachen und wenig breiten Form ihres Nasenbeines, nicht hornlosen Art herrührt."

Es scheint mir nun von Interesse, dass der abgebildete *Rhinoceros*-Zahn von Göriach einer Form angehört, welche dem *Rhinoceros austriacus* sehr nahe steht, aber, wie die geringe Entwicklung seines

„Bourrelets" an der Basis zeigt, noch mehr als die von Peters geschilderte Eibiswalder-Form an den Typus der Backenzähne der tridactylen Formen erinnert. — Vergleichen wir den Göriacher-Zahn mit der Abbildung des dritten Prämolars, des *Rhin. austriacus* bei Peters (Taf. II. Fig. 7, 3), so erhellt die Uebereinstimmung beider Zähne zur Genüge. Aber jener von Göriach besitzt viel geringere Dimensionen — er ist an der Aussenkante der Kau-Fläche 28 Mm. lang und am vorderen Querjoch 30 Mm. breit, während Peters für den entsprechenden Zahn des *Rh. austriacus* 29·5 Mm. (die Abbildung gibt als Mass 33 Mm.) Länge, 42·5 Mm. Breite angibt. Auf diese Grössendifferenzen möchte ich kein besonderes Gewicht legen, da die geringere Entwicklung des Basalwulstes vielleicht noch eher ein Mittel darbieten würde, um die Göriacher-Form von *Rhin. austriacus* zu trennen. Heute aber, wo nur ein einziger Prämolar des Oberkiefers vorliegt, ist eine bezügliche Entscheidung kaum zulässig.

3. *Dicroceros fallax nov. form.*

Tafel II, Fig. 1—4, Tafel III, Fig. 7—9 (Fig. 9 gehört vielleicht zu einer anderen Art).

Es liegen mir, wie bereits Eingangs bemerkt, sowohl von der Bezahnung als vom Geweih dieses Hirsches Bruchstücke vor, welche, so unvollständig sie sind, doch mit Sicherheit die Form, von der sie herrühren, als neu erkennen lassen. Betrachten wir zunächst das Gebiss, von welchem die Backenzahnreihe des Unterkiefers vollständig erörtert werden kann, während vom Oberkiefer mir nur ein einziger Zahn bekannt wurde.

Herr v. Meyer hat Zähne, und zwar die beiden letzten des rechten Unterkiefers, bereits im sechsten Band der Palaeontographica, wenn auch recht ungenügend, beschrieben und daselbst Taf. VIII, Fig. 4, zur Abbildung gebracht. An den mir vorliegenden Resten kann man nun deutlich erkennen, dass die Bestimmung v. Meyer's (*Dorcatherium Naui*) irrig ist.

Die Taf. II, Fig. 1, abgebildeten drei letzten Zähne des Unterkiefers lassen, wenn auch nur in sehr schwacher Entwicklung, jenes Wülstchen an der Aussenseite des vorderen Halbmondes erkennen, auf welches v. Meyer bei Aufstellung seiner Gattung *Palaeomeryx* so hohen Werth legte. Es ist dieses Wülstchen aber nur an dem letzten, am wenigsten abgekauten Zahn noch ganz deutlich sichtbar, an den vorhergehenden Zähnen aber durch die Abkauung im Verschwinden begriffen und kaum wahrzunehmen. Bei so tief abgenützten Zähnen, wie sie v. Meyer vorlagen, musste das charakteristische Merkmal der Gattung *Palaeomeryx* gänzlich fehlen, so dass er sich verleitet sehen konnte, die Form als *Dorcatherium* zu bestimmen. Betrachten wir jedoch die sehr wenig abgenützte vollständige Backenzahnreihe des linken Unterkiefers, welche in Taf. III, Fig. 7, dargestellt ist, so erblicken wir auch an den beiden ersten Molaren das *Palaeomeryx*-Wülstchen schwach, aber deutlich entwickelt. Ich halte dieses Wülstchen unter allen Umständen für kein untrügliches Merkmal, glaube vielmehr, dass es an den vorderen echten Molaren zuweilen sehr schwach ent-

wickelt ist oder selbst ganz fehlt, und wurde zu dieser Vermuthung gezwungen durch den Taf. III, Fig. 9, dargestellten Zahn, welchen ich für den ersten echten Molar des rechten Unterkiefers eines kleinen Individuums von *Dicroceros fallax* zu halten geneigt bin. Die Abkauung ist hier sehr gering, demungeachtet fehlt das *Palaeomeryx*-Wülstchen ganz. Da jedoch dieser Zahn in seinen Dimensionen ein wenig gegen die bei den übrigen Zähnen beobachteten zurückbleibt, könnte man leicht den Einwurf machen, dass er von einem anderen Thiere stamme, als von dem in Rede stehenden *Dicroceros fallax*. Da ich nicht im Stande bin, irgend einen Unterschied im Zahnbau zu entdecken, es sei denn jenes Zurücktreten des mehrerwähnten Wülstchens, auch der Grössenunterschied mir nicht so bedeutend scheint, glaube ich auch, den Taf. III, Fig. 9, abgebildeten Zahn auf *Dicroceros fallax* beziehen zu sollen, obwohl erst weiteres Material die aufgeworfene Frage zu beantworten gestatten wird. Immerhin zeigt schon ein Blick auf Fig. 1 der Tafel II die geringe Verwendbarkeit eines Merkmales, welches so leicht der Unkenntlichkeit unterliegt. Fraas gibt allerdings in seiner Monographie der Fauna von Steinheim den Werth dieses Chararakters zu, indem er sagt; „Man mag über dieses Wülstchen urtheilen, wie man will, mag man es als ein durch Abnützung verschwindendes und darum nur unwesentliches Kennzeichen ansehen (wie es in Frankreich gewöhnlich angesehen wird als „un caractére de peu de valeur“), so viel steht eben doch fest, dass kein lebender Wiederkäuer eine Spur von dieser Falte zeigt, und dass dieselbe als ein ganz vorzügliches Erkennungszeichen für tertiäre Wiederkäuer gilt“ — doch scheint mir, als ob gerade dieses Kennzeichen oder vielmehr sein anscheinendes Fehlen an tief abgekauten Molaren leicht zu grossen Irrthümern verleiten könne, wie dies hinsichtlich der in Rede stehenden Form dem Schöpfer der Gattung *Palaeomeryx* selbst geschah.

Wenn wir die Grösse der Molare in Betracht ziehen, so ersehen wir, dass *Dicroceras fallax* ein etwas grösseres Thier gewesen sein muss, als *Dicr. elegans* von Sansan. Schon in meinen vorläufigen Mittheilungen in Nr. 17 der Verhandlungen 1881 bemerkte ich: „Die Länge der Krone des letzten unteren Molares des *Dicroceros fallax* beträgt 20 Millimeter, die Länge der ganzen Zahnreihe des Unterkiefers dürfte sonach über 80 Millimeter betragen und somit jene, welche Fraas für *Dicroceros elegans* angibt (78 Millimeter), noch etwas übertreffen. Die vollständige in Fig. 7 der Tafel III dargestellte Zahnreihe des linken Unterkiefers bestätigte seither die ausgesprochene Vermuthung. Es misst an derselben: *Praemolar* 1 : 10·5 Millimeter, PM_2 : 12·5 und PM_3 : 13 Millimeter, während *Molar* 1 : 13·5, M_2 : 14·5 und M_3 : 20 Millimeter Länge erreichen. Die Gesammtlänge der Zahnreihe beträgt sonach 84 Millimeter, so dass der Göriacher Hirsch jenen von Sansan weitaus an Grösse übertroffen haben muss, wie dies auch die Stärke seines Geweihes andeutet.

Die Länge der vollständigen Zahnreihe des Unterkiefers gibt Fraas in der Monographie der Wirbelthierfauna von Steinheim für *Cervus furcatus* zu 0·070 Meter, für *Cervus virginianus* zu 0·075 Meter, für *Cervus mexicanus* zu 0·077 Meter, für *Cervus muntjac* zu 0·065 Meter, für *Dicroceros elegans* zu 0·078 Meter an. *Dicroceros fallax* übertrifft

durch die ihn bezeichnende Länge von 0·084 Meter alle seine Verwandten mit Ausnahme des *Palaeomeryx eminens v. Meyer*, der freilich fast doppelte Grösse erlangt.

In Nr. 17 der Verhandlungen 1881 machte ich auf die starke Runzelung des Schmelzes aufmerksam, welche die Taf. II, Fig. 1, dargestellten Molare auszeichnet — ich habe nunmehr hinzuzufügen, dass das zweite Kieferstück, welches die vollständige Zahnreihe des linken Unterkiefers aufweist, eine bedeutend geringere Runzelung der Zähne ersehen lässt, wie dies wohl durch Vergleichung der Fig. 7 der Tafel III zur Genüge ersichtlich ist.

Was die Gestaltung der Unterkiefer-Backenzähne des *Dicroceros fallax* anlangt, so interessirt uns, abgesehen von dem bereits oben erörterten Vorkommen des *Palaeomeryx*-Wülstchens an den Molaren insbesondere die Entwickelung der Praemolare. R. Hensel hat in seiner Schilderung eines fossilen Muntjac aus Schlesien (Zeitschr. d. deutschen geolog. Gesellschaft, 11, 1859, pag. 251) mit Recht betont, dass besonders die drei ersten Backenzähne des Unterkiefers bei vielen Hirschgattungen wesentliche Unterschiede zeigen, und in Folge dessen auch eine von Abbildungen begleitete Beschreibung dieser Unterschiede bei den wichtigsten Hirschgattungen gegeben. Auf Taf. XI, Fig. 9, finden wir durch Hensel den zweiten und dritten Backenzahn aus dem linken Unterkiefer des *Dicroceros elegans* von Sansan in der Ansicht der Kaufläche dargestellt. Vergleichen wir mit dieser Abbildung unsere Figur 7 *b* der Tafel III, so ersehen wir, dass die Praemolare bei *D. fallax* und *D. elegans* denselben Typus aufweisen, nur sind sie bei ersterem etwas gestreckter. Von besonderem Interesse ist die Gestaltung des dritten Praemolars, da dieser bei *Dic. fallax* und *elegans* in seiner ganzen Ausbildung sich den beiden vorangehenden Zähnen anschliesst, wie dies bei dem recenten javanischen Gabelhirsch ebenfalls der Fall ist, keineswegs aber, wie bei dem recenten *Cervus virginianus*, den Typus der ächten Backenzähne trägt. — Ich muss dies hervorheben, da Fraas in seiner mehrerwähnten Arbeit über die Steinheimer Fauna zwar von dem dort vorkommenden *Cervus furcatus* das gleiche Verhältniss behauptet, obwohl die beigegebenen Abbildungen das Gegentheil seiner Ausführungen darthun. Fraas sagt (Die Fauna von Steinheim, pag. 38): „Hensel legt einen ganz besonderen Werth auf den ersten Praemolaren (Fraas zählt die Praemolare von rückwärts), als denjenigen Zahn, der am ehesten Arten-Eigenthümlichkeiten zeige. Seine Stellung an der Grenze der echten Backenzähne, die bei allen Arten von Wiederkäuern sich mehr oder minder von den Vorbackenzähnen unterscheiden, lässt diesen Zahn bald den Typus der Vorbackenzähne tragen (Muntjac), bald den der echten Backenzähne (*virginianus*). *C. furcatus* gehört zur ersteren Gruppe. Hier zeigt P_1 durch alle Stufen der Abnützung den Charakter von P_2 und P_3, d. h. er ist und bleibt einfach an seiner Basis, dreispitzig im frischen Zustand, die drei Spitzen schlagen nach innen Falten, die im frischen Zustand als isolirte Nebenspitzen, bei fortschreitender Abnützung aber in Verbindung mit jenen mehr und mehr heraustreten, breiter und damit einfacher werden. Ganz denselben Zahnbau wie *furcatus* zeigt *Dicroceros* von Sansan, nur in der Grösse besteht eine kleine Ab-

weichung, die bei jedem Zahn etwa 0·001 Meter beträgt. Um so viel übertrifft *Dicroceros* den *furcatus* an Grösse".

Betrachten wir nun auf Taf. IX, in Fig. 8 die Abbildung einer vollständigen Reihe der sechs permanenten Backenzähne des linken Unterkiefers, welche Fraas gibt, so ersehen wir zu unserem Erstaunen, dass der dritte Zahn (nach Fraas's Bezeichnung der erste Prämolar) nicht nur den allgemeinen Typus der echten Molare trägt, sondern auch in vielen Details mit ihnen übereinstimmt. So zeigt die Abbildung sehr deutlich einen an der Aussenseite zwischen den beiden Halbmonden emporragenden Zacken der Basis und seitlich neben demselben, an dem vorderen Halbmond ansteigend, sogar das viel erörterte *Palaeomeryx*-Wülstchen. Man weiss in diesem Falle nicht, ob man der Zeichnung oder den Worten des Autors mehr vertrauen soll, vergleicht man aber die Figur 1 derselben Tafel, welche die sechs permanenten Zähne des rechten Unterkiefers von *Cervus* (*Palaeomeryx*) *eminens* darstellt, mit den beschreibenden Worten auf pag. 43, in welchen Fraas geradezu sagt: „Der Bau bleibt derselbe, den wir bei *P. furcatus* kennen gelernt haben, nur tritt die Form wegen der bedeutenden Grösse um so plastischer hervor"; obwohl auch hier der dritte Zahn dem Typus der echten Molare, nicht aber der Prämolare folgt, so gelangt man zu der Vermuthung, dass in der That *Palaeomeryx furcatus* und *eminens* in ihrer Bezahnung dem Typus des heutigen *Cervus virginianus*, *Dicroceros elegans* und *fallax* aber dem Typus des javanischen Gabelhirschen, des Kidang oder Muntjac folgen. Bei der ersten Gruppe würde der dritte Vorbackenzahn den Typus eines echten Backenzahnes, bei der zweiten hingegen jenen eines Prämolaren aufweisen. [1])

Von der Oberkiefer-Bezahnung des Göriacher-Hirsches liegt mir leider fast nichts vor. In einem kleinen Knochenfragment sitzt der Tafel III, Fig. 8 dargestellte Zahn, welchen ich auf *Dicroceros fallax* beziehen möchte und für den letzten Prämolar des rechten Oberkiefers halte. Ist diese Vermuthung richtig, so würde sich der dreiseitige Umriss der Kaufläche dieses Zahnes, sowie seine stark vortretende äussere Pyramide vielleicht als ein guter Art-Charakter verwenden lassen.

Auch bezüglich der Geweihbildung des *Dicroceros fallax* müssen die vorliegenden und auf Tafel II zur Abbildung gebrachten Fragmente als unzureichend bezeichnet werden, um vollständig über alle zu berücksichtigenden Verhältnisse zu orientiren. Ein Blick auf die Abbildungen zeigt sofort, dass jene Abmessungen, welche von besonderem Werthe gewesen wären, gar nicht vorgenommen werden konnten. Ob der Rosenstock einen mehr rundlichen oder einen flacheren Querschnitt gehabt habe, lässt sich ebensowenig feststellen, als seine Länge, denn es ist lediglich das in Fig. 4 dargestellte Fragment, welches auf einer Seite noch einen Theil der Rose und eine einige Millimeter breite, dem Rosenstock angehörige glatte Partie unter dem Ansatz des eigentlichen Geweihes zeigt. Nach dem erhaltenen Fragment lässt sich über

---

[1]) Ueber die Unrichtigkeit dieser Vermuthung vergleiche die Anmerkung pag. 164 [12].

den Querschnitt des Rosenstockes in der Mitte seiner Ausdehnung kein Urtheil fällen.

Ein Geweihfragment, welches an der Spitze abgebrochen, 14·5 Centimeter lang ist, wurde in Fig. 2 der Tafel II zur Darstellung gebracht. Dieser schlanke Spross, welcher wohl die Stange des Gabelgeweihes darstellt, dürfte 20 Centimeter Länge erreicht haben. Ob die in Fig. 3 dargestellte Spitze zu dieser Stange gehört, ist sehr fraglich, ihre scharfe Form deutet darauf hin, dass sie dem Augenspross entstammen dürfte.

Wie aus den Figuren ersichtlich, ist das Geweih mit starken, wohl ausgeprägten Furchen versehen, auch die Rose ist ziemlich entwickelt, wenn auch nicht so stark, als dies an den Geweihen geologisch jüngerer Formen der Fall zu sein pflegt. Nach den unvollständigen Resten, welche heute vom Geweih des *Dicroceros fallax* vorliegen, kann man sich nur schwer ein Bild von demselben machen. Doch scheint zweierlei mit einiger Bestimmtheit als Resultat der Betrachtung hervorzugehen: 1. Die vorliegenden Stücke stammen von einem einfachen Gabelgeweih, welches dem des recenten Muntjac und des *Dicroceros* von Sansan analog gestaltet war. 2. In der Entwicklung der Rose und der Sprossen ähnelt die Form von Göriach am meisten dem *Dicroceros elegans* von Sansan, während sie hinsichtlich der Grösse des Geweihes die französische Form ebenso übertrifft, als in den Dimensionen des Gebisses.

Ich halte es für überflüssig, nach dem, was ich oben über das Auftreten des *Palaeomeryx*-Wülstchens und über den Werth dieses Kennzeichens als Gattungs-Charakter gesagt habe, nochmals zu erörtern, aus welchen Gründen ich das Lartet'sche Genus *Dicroceros* dem von Meyer aufgestellten *Palaeomeryx* vorziehe. Doch muss ich auch an den Umstand erinnern, dass v. Meyer als Gattungs-Charakter das Fehlen der Geweihe bezeichnet hat, — ein Irrthum, der freilich längst widerlegt worden ist, der ihn aber doch geradezu zu der Behauptung veranlasste, dass die Gebisse und Geweihstücke von Steinheim, welche Fraas als *Cervus (Palaeomeryx) furcatus* beschrieb, verschiedenen Thieren angehörten.

4. *Hyotherium Sömmeringi* v. *Mey.*

Tafel III, Fig. 5.

Von dieser Form liegt mir nur ein letzter Molar des Unterkiefers vor, der 11 Mm. lang, 10 Mm. breit, sich durch geringe Abnützung vortheilhaft auszeichnet. Prof. Dr. K. F. Peters erörtert in seiner vortrefflichen Schilderung der *Hyotherium*-Vorkommnisse von Eibiswald sehr eingehend die Verschiedenheit im Bau des dritten Unterkiefer-Mahlzahnes beim männlichen und weiblichen *Hyotherium*. Er sagt bezüglich der ersteren: „Betrachtet man diesen Zahn in ganz frischem Zustande, wie er an dem Tafel I, Fig. 8 abgebildeten Exemplare vorliegt, so muss man staunen über die Complication seiner Höckerbildung. Er stimmt in dieser Beziehung mit jüngeren Zähnen von *Sus scrofa fer.* zum Verwundern überein“, und nach ausführlicher

Erörterung dieser Höckerbildung und der Gestaltung des Talons dieses Zahnes fährt er fort: „Dies Alles ist nur am jungen Zahne sichtbar und zum Theil ein Vorzug des männlichen Geschlechtes."

„Betrachtet man die mehr oder weniger abgekauten weiblichen Zähne von Eibiswald, wie ich z. B. Tafel I, Fig. 10, den frischesten unter ihnen abbilden lasse, so hat man anfangs Mühe, den Bau des Talons vom jungen Eberzahn herauszufinden."

Unser Zahn von Göriach stimmt nun in allen Details mit der letztcitirten Abbildung, welche Peters im zweiten Hefte seiner Monographie: „Zur Kenntniss der Wirbelthiere aus den Miocänschichten von Eibiswald in Steiermark" gibt, vortrefflich überein, so zwar, dass wir ihn als von einem weiblichen Individuum des *Hyotherium Sömmeringi* herstammend bezeichnen können. Freilich bleibt er etwas hinter den grossen Eibiswalder-Zähnen zurück, wie folgende Zusammenstellung zeigen mag:

	Breite	Länge
1. Eber von Eibiswald . .	15 Mm.	26·4 Mm.
2. Alte Bache von Eibiswald	14 „	25·6 „
3. Schwächere Bache v. „	12·2 „	24·2 „
4. Bache von Göriach . . .	10 „	21 „

Allein diese Differenzen scheinen wohl unbedeutend, zumal auch bei den *Hyotherium*-Zähnen von Eibiswald ähnliche Grössen-Unterschiede vorkommen. So erwähnt Peters ein Fragment des linken Unterkiefers, welches Herr Letocha zur selben Zeit, als Melling sammelte, erwarb, an welchem nur der vierte Prämolar und der erste Molar gut erhalten sind. Diese Zähne waren im hohen Grade abgekaut, aber nichtsdestoweniger so klein, insbesondere so wenig breit (gegen die gewöhnliche Grösse der entsprechenden Zähne etwa wie 2 : 3), dass Peters glaubte, darin den Ueberrest eines wesentlich verschiedenen Thieres zu erblicken. „Doch hat eine genaue Untersuchung gelehrt, dass diese Zähnchen mit unserer so reichlich vertretenen Art in allen wesentlichen Dingen übereinstimmen. Es scheint also, dass einzelne Gruppen dieses Hyotheriums auch in unserem Gebirgsland unter ungünstigen Verhältnissen stationirt waren, und dass vorliegender Rest einem Thiere angehörte, das erst im höheren Alter in die seiner Art so überaus günstige Moorgegend des heutigen Beckens von Eibiswald-Wies gelangte." — Diese von Peters auf Seite 13 des dritten Theiles seiner Abhandlung „Zur Kenntniss der Wirbelthiere aus den Miocänschichten von Eibiswald" ausgesprochenen Worte rechtfertigen wohl hinreichend die vorgenommene Bestimmung des Göriacher Hyotherium-Zahnes als einem kleinen Individuum (oder wenn man will, einer kleineren Varietät) des *H. Sömmeringi* angehörig.

5. ? *Chalicomys Jägeri Kaup.*

Tafel III, Fig. 3 und 4.

Von jenem biber-ähnlichen Nagethiere, von welchem H. v. Meyer seinerzeit einen Zahn unter dem Namen *Chalicomys Jägeri* aus der

Kohle von Turnau beschrieb und zur Abbildung brachte (Palaeontographica Bd. VI, pag. 53, Taf. VIII, Fig. 5) liegen mir heute zwei Backenzähne vor, deren Kauflächen in den oben angegebenen Figuren mässig vergrössert zur Darstellung gebracht wurden. Ich halte diese Zähne nicht für zu *Chalicomys Jägeri* gehörig, und glaube, dass diese Ansicht sich gegen die Meinung v. Meyer's als richtig herausstellen wird.

Ich möchte bei dieser Gelegenheit bemerken, dass bis nun noch aus zwei mittelsteierischen Braunkohlenbildungen Reste von biberähnlichen Nagethieren bekannt geworden sind. Erstlich befindet sich bereits seit längerer Zeit in der geologischen Sammlung der Universität Graz ein Rest von Voitsberg, welchen Prof. Peters von Verwalter Lindl erhielt, und von welchem er (Verhandl. 1871, Nr. 7, pag. 108) sagt, dass er von einem biberartigen Nager dem Käpfnacher *Chalicomys Jägeri* nicht unähnlich, herrühre. Leider hat dieser Rest, gleich den übrigen von Voitsberg stammenden, so sehr unter der Einwirkung einer ungünstigen Behandlung gelitten, dass er kaum noch Gegenstand einer näheren Untersuchung sein kann. Dafür erhielt die geologische Sammlung im Jahre 1880 von Herrn Director Radimsky aus dem Hauptschachte von Brunn bei Wies zwei Schneidezähne und vier Backenzähne eines biberartigen Nagers, welcher, wie es scheint, etwas grössere Dimensionen aufweist, als die Göriacher Form, auf welche ich bei Schilderung der Reste von Brunn zurückzukommen haben werde, während ich mich heute darauf beschränken will, das Vorkommen biberartiger Formen in den genannten miocänen Braunkohlenbildungen der Steiermark zu constatiren.

6. *Mastodon sp. (angustidens?).*

Es sind nur einzelne Fragmente von Backenzähnen eines grossen *Mastodon* — isolirte Hügelspitzen, welche mir durch die Freundlichkeit des Herrn A. Hofmann aus der Kohle von Göriach vorliegen. Von einer Bestimmung kann da keine Rede sein. Ich darf nur der Vermuthung Raum geben, dass diese Zahnfragmente von *Mastodon angustidens* herrühren, da die zitzenförmigen Hügel mit jenen der so häufig in Eibiswald und Wies gefundenen Molare des *Mastodon angustidens* vollständig übereinstimmen.

Wenn auch die geschilderten Reste uns nur sehr unvollständig über die Säugethierformen zu unterrichten vermögen, deren Wohnsitz zur Miocänzeit die Umgebung des Turnauer Beckens war, glaubte ich mich doch zu ihrer Erörterung und bildlichen Darstellung verpflichtet, da das Vorkommen einer kleinen Katzenform, sowie das Auftreten eines Gabelhirsches mit *Palaeomeryx*-Molaren von mehr als blos localem Interesse erachtet werden darf.

Tafel-Erklärungen.

Tafel II.

Fig. 1. Molare des linken Unterkiefers von *Dicroceros fallax*.
Fig. 2—4. Geweihfragmente von *Dicroceros fallax*.

Sämmtliche Originale stammen aus der Braunkohle von Göriach bei Turnau in Steiermark und werden in der geologischen Sammlung der Bergakademie Leoben aufbewahrt.

Tafel III.

Fig. 1. Linker Unterkieferast von *Felis Turnauensis* von innen gesehen.
Fig. 2. Eckzahn des linken Oberkiefers von *Felis Turnauensis*.
Fig. 3, 4. Backenzähne eines biberartigen Nagers (von H. v. Meyer mit *Chalicomys Jaegeri* identificirt).
Fig. 5. Letzter Molar des Unterkiefers von *Hyotherium Sömmeringi*.
Fig. 6. Dritter Prämolar des linken Oberkiefers von *Rhinoceros aff. austriacus*.
Fig. 7. Vollständige Backenzahnreihe des linken Unterkiefers von *Dicroceros fallax*, *a)* von der Aussenseite, *b)* von der Kaufläche. NB. Das Palaeomeryx-Wülstchen der Molare ist auf Figur 7 *a* in der Zeichnung viel zu schwach, auf Figur *b* fast gar nicht ausgedrückt, während es am Originale sehr deutlich ersichtlich ist.
Fig. 8. Letzter Prämolar oben rechts von *Dicroceros fallax* von der Kaufläche gesehen.
Fig. 9. Erster Molar rechts unten, des *Dicroceros fallax* (?), von der Kaufläche gesehen. Das Palaeomeryx-Wülstchen fehlt gänzlich!

Sämmtliche Originale stammen aus der Braunkohle von Göriach bei Turnau in Steiermark und werden in der geologischen Sammlung der Bergakademie Leoben aufbewahrt.

Anmerkung während des Druckes.

Die auf pag. 160 [8] gegebene Erörterung der Zahnreihe des Unterkiefers des Steinheimer *Palaeomeryx furcatus* bedarf der Berichtigung. Nach einer freundlichen Mittheilung des Herrn Prof. Dr. O. Fraas ist in Fig. 8 der Tafel IX seiner Monographie lediglich durch einen Irrthum des Zeichners der letzte Praemolar gar nicht, Molar 1 aber zweimal gezeichnet worden. Es war sonach kein Grund vorhanden, an der Richtigkeit der Fraas'schen Schilderung zu zweifeln, und die Uebereinstimmung des Zahnbaues von *Dicroceros elegans*, *fallax* und *furcatus* zu bestreiten.

Ueber die Lias-, Jura- und Kreide-Ablagerungen um Vils in Tirol.

Von G. Wundt.

Im 17. Jahrgange der württ. naturw. Jahreshefte hat Oppel über „die weissen und rothen Kalke von Vils" eine paläontologische Monographie niedergelegt, in welcher er unter Vergleich der damals zum grössten Theile neu aufgefundenen Fossilreste mit denjenigen anderweitig festgestellter Horizonte diesen Kalken ihre Stellung in der Kelloway-, resp. Kimmeridge-Gruppe (unserem oberen braunen, resp. weissen Jura) und dem Uebergangs-Glied zum Neocomien — den Klippenkalken von damals — anweist. Oppel hat sich zur Herleitung des Formations-Alters lediglich auf paläontologische Merkmale beschränkt, einestheils wohl, weil die Lagerungsverhältnisse in ihrer Complicirtheit sich sehr dem Auge entziehen, anderntheils weil die eigentlich neu entdeckte Fauna an sich schon genug Stoff zu einer abgeschlossenen Untersuchung über das Schichtenalter darbot. Letztere ist denn auch so classisch durchgeführt, dass die Hauptresultate für immer bestehen bleiben werden. Seitdem sind nun aber von Beyrich und Gümbel weitere Forschungen über diesen Gegenstand veröffentlicht worden, die ganze alpine Chronologie hat die „Vilser Kalke" gleich einem Fixpunkt wieder und wieder benützt. Oppel selbst fand noch Gelegenheit (Jahrb. für Min. 1861), seine früheren Erhebungen durch das Auffinden von Kreidethonen zu ergänzen; das paläontologische Material, sowie ferner auch die Beobachtungen über den Zusammenhang mit den über- und unterlagernden Formations-Gliedern sind in den letzten Jahrzehnten namhaft angewachsen, so dass ein näherer Einblick in das merkwürdige Schichtensystem eröffnet ist, wenn auch eine gänzliche Klarlegung der Bildungsvorgänge bei den allerorts nachträglich stattgehabten Revolutionen wohl nie zu hoffen sein wird.

Es dürfte von Interesse sein, eine Uebersicht der nun gewonnenen Resultate zu besitzen, insbesondere in diesen Blättern, von welchen ja ein Anstoss zu weiterer Durchforschung der in allen Theilen so interessanten Gegend gewiss am wirksamsten ausgehen kann.

Was hier gegeben werden soll, ist also zumeist nur die Zusammenstellung der vielen zerstreuten Nachrichten und Fossilfunde über den fraglichen Schichtencomplex, wobei die Resultate der bei mehrjährig

wiederholtem Besuch an Ort und Stelle gewonnenen eigenen Anschauungen an ihrem Platze bemerklich sein werden. Erst wenn die Menge Materials, die noch in den Museen von München und Wien ruht, gehoben und damit zugleich die Aufnahme eines genauen stratigraphischen Planes verbunden sein wird, kann eine neue monographische Behandlung und die Aufklärung einer Menge noch räthselhafter Erscheinungen unseres Gebietes möglich sein.

I. Paläontologisches.

Für die hier zunächst folgenden Fossilverzeichnisse befinden sich die Originale der Hauptsache nach in dem paläontologischen Museum in München, wo Herr Professor Zittel mit aller Bereitwilligkeit die nähere Einsicht gestattete und viele Erläuterungen dazu zu geben die Güte hatte. Ein weiterer Theil ist nunmehr in der Sammlung von Herrn E. Koch in Stuttgart, sowie in Händen des früheren Herrn Oberförsters Götz in Reute, nun in Innsbruck. Die Bestimmung der neueren Einschlüsse rührt zum grossen Theil von Herrn Oberbergrath Gümbel in Gemeinschaft mit Herrn v. Suttner her. Allen diesen Herren erlaube ich mir meinen Dank für viele Freundlichkeit und Beihilfe hiemit geziemendst auszusprechen.

An Literatur ist über unsern Gegenstand namentlich vorhanden und wurde benützt:

1861. Oppel, über die weissen und rothen Kalke von Vils in Tirol. Württ. nat. Jahreshefte.
1861. Derselbe, über die Brachiopoden des untern Lias. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. S. 529 u. f.
1861. Derselbe, Kreidegesteine bei Vils. Jahrbuch f. Mineralogie.
1861. Gümbel, geogn. Beschreib. d. bair. Alpen-Geb.
1862. v. Richthofen, Jahrb. d. geol. Reichsanstalt.
1862. Beyrich, über d Lagerung d. Lias- und Jura-Bildungen bei Vils. Monatsber. d. kgl. Akad. d. Wiss. zu Berlin, S. 647 u. f.
1863. Oppel, über d. Vorkommen jur. Posid.-Gest. in den Alpen. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. S. 188 u. f.
1864—1874. Dumortier, études pal. s. l. dépôts jur. du Bassin du Rhône, t. I—IV.
1866. Oppel, pal. Mitth. a. d. Museum d. kgl. bayr. Staates. „Ueber jur. Cephalopoden".
1866. Benecke, geol.-pal. Beiträge. Trias und Jura d. Südalpen.
1866. Waagen (Oppel) dass. Zone des A. transversarius.
1869. Jahrbuch d. geol. R.-A. Wien. Zittel: Ueber Phyll. tatricum Pusch.
1869. Dass. Griesbach, die Klippen im Wiener Sandstein.
1869—1871. Dass. Neumayr, Jurastudien I—III.
1871. Dumortier, sur q. gisements d. l'oxfordien inférieur.

Für sonst benützte Notizen sind die Quellen immer am betreffenden Orte angeführt.

Hiemit gehen wir über zu den Fossil-Verzeichnissen, und zwar: Fossile der Lias-Bildungen.

A Gryphiten-Kalk von der Hochalpe am Breitenberg

(Rücken von Breitenberg zum Aggenstein).

Belem. cf. acutus Mill.
Naut. striatus Sow.
A. cf. angulatus Schloth.
A. cf. geometricus Opp.
Ter. arietis Opp
Rhyn. plicatissima Qu.
Spiriferina pinguis Ziet.
Pleurot. cf. similis Sow.
„ „ *polita Sow.*
Mytilus cf. laevis Ziet.

Lima cf. Engelhardti Rolle.
„ „ *pectinoides Ziet.*
Avicula sinemuriensis d'Orb.
Pecten textorius Schloth.
„ *Hehli d'Orb.*
Anomia sp.?
Gryphaea arcuata Lam.
Ostraea arietis Qu.
Pentacrinus cf. tuberculatus Mill.

B. Rother Lias-Marmor vom Fusse des Aggenstein.

Spirifer rostratus Buch.
Ter. numismalis Lam.
„ *numismalis ovulum Qu.*
„ *Ewaldi Oppel.*
„ *Beyrichi Oppel.*
„ *Andleri Opp.* (schön).
„ (*Waldh.*) *Partschii Oppel.*
Rhyn. Cartieri Oppel.
„ *calcicosta Qu.*
Trochus cf. epulus d'Orb.
„ *latilabrus Stol.*
Pecten verticillus Stol.
„ *Rollei Stol.*

Rhyn. retusifrons Oppel.
„ *cf. Deffneri Oppel.*
A. aff. laqueus Qu. Jura Taf. 3, 5.
„ „ *stellaris Sow.*
„ „ *bifer. Qu.*
„ (*Lyt.*) *articulatus Sow.* Aggst. (Bruchstücke von Arieten.)
Cidaris cf. arietis Qu.

(Trochus – Pecten Rollei:) s. Stoliczka: Ueber die Gastropoden und Acephalen der Hierlatzschichten. i. d. Sitzber. d. Ak. d. Wiss. Wien 1861, I, Taf. 1—7.

C. Fleckenmergel von Kühbach, Eldrabach und Reichenbach.

a) Untere (Stein-) Mergel.

A. Davoei Sow.
A. raricostatus Ziet.
A. aff. brevispina v. Hauer.
A. Birchii Sow.
A. oxynotus Qu.
A. aff. stellaris v. Hauer.

A. aff. comensis v. Hauer.
A. aff. bisulcatus v. Hauer.
B. aff. radians (*amalthei?*) mit stark gekrümmten Sichelrippen.
Inoceramus (*Falgeri?*).
Chondrites aff. latus Gümb.

b) Obere (Thon-) Mergel

(eigentl. Fleckenmergel Schafhäutl's).

A. amaltheus Schloth.
A. costatus Rein.
A. aff. radians amalthei Opp. (vielleicht *difformis Em.*)

A. comensis Hauer.
Pecten sp.?
Leptocidaris sp.?

Fossile der Jura-Bildungen, und zwar:

D. Aus den weissen und grauen Kalken bei Vils (Legam) und Weisshaus bei Füssen.

Ter. pala v. Buch.	
„ *antiplecta v. Buch.*	
„ *subcanaliculata Oppel.*	Juraform. §. 68, 79.
„ *longiplicata Oppel.*	„ §. 68, 80.
„ *dorsoplicata Desl. (Suess).*	Soc. lin. de Norm. 1855—56.
„ *calloviensis var. Algoviana Opp.*	Oppel, württ. nat. Jahresh. 1861.
„ *margarita Oppel.*	Desgl.
„ *contraversa Oppel.*	
„ *bivallata Desl.* mit d. alpinen Modification:	Bull. de la soc. lin. de Norm t. IV.
„ *biv. var. Vilsensis Oppel = inversa Qu.*	s. auch Gümbel in d. Sitzber. d. Akad. d. Wissensch. München 1866, 2, und Jahrb. für Min. 1863, S. 809.

Ter. bifrons Oppel.
Rhyn. trigona Qu.
„ *myriacantha Desl.*
„ *Vilsensis Oppel.*
Ammoniten Bruchstücke von Heterophyllen,
A. hecticus?
A. convolutus?
Belem sp. ind.
Cidaris basilica Oppel, sowie eine schlanke Stachelform.
Pentacrinus aff. cingulatus.
„ „ *pentagonalis Goldfuss.*
Trochus sp. ind.

Rhyn. solitanea Oppel (früher *solitaria cf.* Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1861, S. 540).
Astarte calloviensis Opp.
Posidonomia alpina Gras.
Avicula cf. inaequivalvis Sow.
Mytilus sp ?
Lima, gestreift und glatt.
Ostraea cf. sandalina Goldf.
(Korallen, ästige undeutliche Formen).
Sphenodus-Zähne.

E. Aus dem rothen, z. Th. weissen Kalk vom Rottenstein.

Ter. perovalis Sow.	
„ *dorsoplicata Suess.*	Desl., mém. d. l. soc. lin. Vol. XI, Pl. 1 und 2.
„ *subcanaliculata Opp.*	Oppel, Juraform §. 68, 79. Desl., mém. de la soc. lin. Vol. XI, Pl. 2. Gümbel, neue Fundorte für Vilser Kalk, S. 189.
„ *Bentleyi Morris*	
„ *Eudesi Oppel.*	Dum., dep. jur. t. IV, Pl. 46.
„ *sphaeroidalis Sow.*	Desl., Brach. jur. Pl. 82, 2 und Bull. soc. lin. T. II, Pl. 4.
„ *cf. fylgia Oppel.*	
„ *submaxillata Desl.*	Desl., Brach. jur. Pl. 78, 3.
„ *conglobata Oppel.*	„ „ „ Pl. 57, 7 u. 42.

Ter. Erbaensis Suess.	3 schöne Exemplare.
„ *Schenkii Wklr.*	
„ *Phillipsi Morris*, vgl. auch	
„ *Ferreyi Desl.*	Dav., Brit. Brach. Supplement Taf. XVII, 7.
„ *cf. Zisa. Oppel.*	
„ „ *emarginata Sow.*	s. u. A. Desl., Brach. jur. Pl. 85, 1—2.
„ „ *bucculenta Desl.*	Dav., Brach. vol. Suppl. Pl. XXII und XXIV.
„ „ *subbucculenta Desl.*	Desl., Brach. jur. Pl. 86.
„ „ *curvifrons Oppel.*	„ „ „ Pl. 49, 7—8.
„ *rupicola Zittel.*	Zittel, Fauna d. älteren Tithon-Bild., Taf. 38, 2.
„ *curviconcha Oppel.*	Oppel, Pos. Gesteine der Alpen, Taf. V, 6.
Rhyn. contraversa Oppel.	Württ. naturw. Jahresh. 1861.
„ *subalpina Wklr.*	Jahrb. für Min. etc. 1864, Taf. 6.
„ *spoliata Suess.*	Brachiop. d. Stramberger Schichten.
„ *solitanea Oppel.*	Württ. naturw. Jahresh. 1861.
„ *Fischeri Rouillier.*	Desl., mém. Tome XI, pl. VI.
„ *sublacunosa Szajnocha.*	
„ *trigonoides Qu.*	Qu. Brachiopoden S. 146.
„ *quadriplicata Qu.*	„ „ S. 81.
„ *triplicosa Qu.*	„ „ S. 99.
„ *aratella Desl.*	Desl., Brach. nouv. ou peu connus, Pl. X, 2.
	„ „ jurass. Pl. 107, 6.

Als zunächst unbestimmt, aber hieher gehörig liegen noch im pal. Museum in München von

Terebratula	33 Species	*Megerlea*	4 Species.
Waldheimia	4 „	*Rhynchonella*	16 „

	Lias	*Dogger*	*Malm*	
	Quenstedt's			
	Lias α/ζ *u* = α β *m* = γ/δ *o* = ε/ζ	*Br. J.* α/ε *u* = α/β *m* = γ/δ *o* = ε	*Br. J.* ε – *W. J.* *u* = ε/α *m* = γ/δ *o* = ε/ζ	
A. aff. bicarinatus Ziet.	*o*	—	—	Oppel, Juraform. §. 32, 19 u. f.
und *subplanatus Opp.*	*o*	—	—	
„ *Germaini d'Orb.* . .	*o*	—	—	
„ *Nilsoni Hébert* . . .	*o*	—	—	s. auch Zittel, Ceph. d. Stramb. Sch. S. 63.
„ *aff. subarmatus Young*	*o*	—	—	
„ „ *aalensis Ziet.* . .	*o*	—	—	cf. Dumortier, elep. jur. du bassin du Rhône, Bd. IV.
(Vergl. *A. aff. costula Rein.*	*o*	—	—	

	Lias	*Dogger*	*Malm*	
	Quenstedt's			
	Lias α/ζ	*Br. J.* α/ε	*Br. J.* ε – *W. J.*	
	u = α/β *m* = γ/δ *o* = ε/ζ	*u* = α/β *m* = γ/δ *o* = ε	*u* = ε/α *m* = γ/δ *o* = ε/ζ	
A. opalinus Rein.	—	*u*	—	
„ *tatricus Pusch.*	—	*u*	—	
„ *fallax Ben.*	—	*u*	—	Benecke, Trias und Jura d. Südalpen.
„ *cf. gonionotus Ben* (Fragment)	—	*u*	—	
„ „ *Murchisonae. Sow.*	—	*u*	—	
„ „ *subinsignis Opp.*	—	*u*	—	Oppel, Juraform. §. 53, 17.
„ „ *ultramontanus Zitt.*	—	*u*	—	Jb. d. geol. R.-A., Wien, 1869.
„ „ *vorticosus Dum.*	—	*u*	—	Dumortier, wie oben.
„ „ *contractus Sow.*	—	*m*	—	
„ „ *heterostrophus Opp*	—	—	—	Oppel, Jurass. Cephalop.
„ „ *mediterraneus* (?) *Neum.*	—	*o*	*o*	Mangelhaftes Exemplar.
„ „ *tortisulcatus d'Orb.*	—	*o*	—	
„ „ *Zignodianus d'Orb.*	—	*o* / *m*	—	s. Neum. Asp. ac. S. 225.
„ „ *Homaieri* (?) *d'Orb.*	—	*o*	—	
„ „ *Kudernatschi Hauer*	—	*o*	—	
„ „ *hecticus Rein*	—	*o*	—	
„ „ *Bombur. Opp.*	—	*o*	—	Oppel, Jurass. Cephal.
„ „ *subobtusus Kud.*	—	*o*	—	
„ „ *fuscus. Qu.*	—	*o*	—	
„ *transversarius Qu*	—	—	*u*	Oppel, Jurass. Ceph. und Waagen. Zone des *A. transv.* in Benecke's Beiträgen. Von zwei Fragmenten eines gut.
„ (*Perisph*) *sp?*	—	—	—	
„ *aff. acanthicus*	—	—	*m/o*	v. Rottensteinspitz.
„ „ *iphicerus Oppel*	—	—	*Tithon*	
„ „ *Benianus Cat.*	—	—	„	
„ „ *carachtheis Zeuschner*	—	—	„	

Belemnites sp.
Cidaris basilica Oppel, grosse Stachelstücke.
Cidaris sp.?
Rhabdocidaris sp.?
Diplocidaris sp.?
Pseudodiadema sp.?
Stomechinus sp.? (9 schöne Exemplare).
Pentacr. cf. basaltiformis Müll.
Lima cf. semicircularis Goldf.
Lima duplicata Sow.
Pecten Vilsensis Oppel.
Posidonia cf. Suessi Oppel.
Inoceramus cf. amygdaloides Gldf.
Hippopodium cf. Bayocense d'Orb.
Myoconcha striatula Goldf.
Avicula cf. Münsteri Bronn.
Gryphaea sp.?
Cuculaea sp.?
Modiola sp.?
Sphaera (*Corbis ?*) *?*
Eucyclus sp.? (2 schöne Exempl.).
Neritopsis sp.?
Chemnitzia sp.?
Turitella sp.?

Pecten cf. ambiguus Goldf.	*Rimula sp.?*
Hinnites cf. abjectus Phill.	*Emarginula sp.?*
Posidonia alpina Gras.	*Sphenodus (longidens Ag.?).*

F. Aus den Neocom-Schichten vom Breitenberg, im Reichenbach und Eldrabach.

Belem. cf. dilatatus Blainv.	Ob. Neocom.
Apt. angulato-costatus Peters.	s. Gümbel, geogn. Beschreib. d. bair. Alpengeb. S. 564 (beide *Aptychen* aus unt. Neocom).
„ *pusillus Peters.*	
Am. cf. astierianus.	Ob. Neocom.
Crioceras?	
Rhyncholithes cf. acutus.	
Bruchstücke von Heterophyllen und Fimbriaten-Ammoniten.	

G. Aus den Kreideschichten im Zitterbach, Kühbach und Lehbach.

Von den 29 Species, welche Oppel (cf. Leonh. und Bronn, Jahrbuch 1861) aufgefunden hat, waren mit einiger Sicherheit bestimmbar [1]):

A. Milletianus d'Orb.	Unt. Gault.
A. tardefurcatus Segm.	„
A. Agassizianus Pictet.	„
A. Mayorianus d'Orb.	Ob. Gault.
A. varicosus Sow.	„
A. Bouchardianns d'Orb.	„
Ancyloceras alpinum Opp.	Oppel, Jahrb. für Min. 1861, S. 675—676.
Belemnites Guembeli Oppel.	
Inoceramus sulcatus Sow.	Unt. Gault.
Inoceramus concentricus Park.	

Das Verzeichniss der Petrefacten gibt zu folgenden Bemerkungen Veranlassung:

A. Gryphiten-Kalk. Diese Liste ist zum grössten Theile der Abhandlung von Herrn Beyrich entnommen und liegen die Originale beinahe sämmtlich in München.

B. Rother Lias-Marmor.

Ter. numismalis ovulum Qu. Im ziegelrothen, dichten, rothen Kalk vom Aggenstein finden sich häufig diese kleinen, kugeligen Terebrateln in weissen Kalkspath verwandelt. Mein grösstes Exemplar hat 9 Mm. Durchmesser des Umfangs bei 6 Mm. Dicke (cf. Qu., Jura S. 143 und Desl., Brach. jur. Pl. 45, 5. *Ter. globulina Dav.*).

Rhyn. Cartieri. So benannte Oppel (Brach. d. untern Lias S. 545) jene kleinen, häufig etwas aufgeblähten Formen aus dem Hierlatz-Kalk, die mit Varietäten von *Ter. belemnitica Qu.* verwandt sind. Doch ist *R. Cartieri* zu beiden Seiten des Schnabels mehr in die Breite gehend, die Stirne stumpf, indem die kleine Klappe sich zur grossen

[1]) Nach freundlicher Mittheilung von Herrn Prof. Zittel in München.

herabbiegt und in der Hälfte der Dicke mit derselben sich vereinigt. Die gerundeten Falten sind am stärksten an der Stirn und verlaufen allmählich gegen die Wirbel (vergl. auch *R. retusifrons Opp.* l. c. S. 544).

Cidarites aff. arietis Qu. Es liegt mir nur das Bruchstück eines Stachels ohne Gelenkkopf vor. Die Dicke ist 5 Mm. Die cylindrische Seitenfläche ist mit dicht bei einander in strengen Längslinien stehenden Dornen besetzt. Vergleichen lässt sich etwa die von Qu. Echin. S. 137, Taf. 67, Fig. 42 beschriebene Art, doch ist der ganze Habitus des Stückes, die Besetzung mit Dornen etc. ein viel kräftigerer.

C. Fleckenmergel *a* und *b*. Ich übergehe eine Anzahl unsicherer Formen, die ich bei Hrn. Oberförster Götz, nun in Innsbruck, von welchem die Plätze um Vils häufig ausgebeutet wurden, zu sehen Gelegenheit hatte. Darunter befindet sich vielleicht

A. Charpentieri Schafh., s. südb. Alp.-Geb. S. 142. Die übrigen Funde sind meist schon von den Herren Beyrich und Gümbel angegeben.

D. Weisser und grauer Kalk vom Legam bei Vils — *Ter. subcanaliculata Opp.* Juraform. §. 68, 79.

Oppel hat l. c. nur eine kurze Beschreibung ohne Abbildung gegeben. Die Berufung auf den Fundplatz Geisingen (Gutmadingen) beweist, dass die von Quenstedt, Brach. Taf. 50, 36—41 als *Ter. perovalis macrocephali* abgebildete Muschel die Normalform ist, denn nur diese findet sich an der bekannten Fundstelle bei den alten Gruben. Deslongchamps und nach ihm Winkler (Bull. de soc. lin. Vol. IV, Taf. IV, 11 und Leonh. und Bronn 1864, Taf. 6, 6) geben die ersten Abbildungen. Letzterer hebt namentlich das Vorhandensein eines „Mittelflügels“, d. h. einer Verlängerung der mittleren Schalenpartie (nach Art der *R. trilobata*) hervor: Oppel erwähnt hievon nichts und so finden sich die schwäbischen auch nie, daher Winkler's Zusatz „*var. argentana*“ [1]) als hiefür bezeichnend angenommen werden mag. Ziemlich übereinstimmend ist auch die Figur Deslongchamps' im Mém. de la soc. lin. d. Norm. T. XI, Pl. XI. Doch stimmt hier Oppel's Kennzeichen nicht, dass die Falten der kleinen Klappe weit auseinander und durch einen ganz flachen Sinus verbunden seien. Aus diesem Unterschiede mag auch Winkler's Zweifel an der richtigen Bestimmung des von Herrn Gümbel in seinem bair. Alpengebirge S. 510 angegebenen Vorkommens hervorgegangen sein (vergl. Winkler l. c. S. 311 und Sitzungsb. d. k. bair. Akad. d. Wissensch. 1866, S. 189).

Ich vermochte *T. subcanaliculata* am Legam im weissen Kalke nicht aufzufinden, erhielt aber vom Rottenstein mehrere Exemplare

Ter. longiplicata, *dorsoplicata* und die folgenden vergleiche auch in

E. Rother Jura-Marmor vom Rottenstein.

Mit *Ter. perovalis* und *dorsoplicata* gelangen wir zu jener Formen-Reihe, deren einzelne Glieder bei der Menge von Uebergangsformen so schwierig festzuhalten sind.

---

[1]) Nach dem Typus der franz. Exemplare von Argentan in der Normandie.

Quenstedt (s. Brach. S. 405) hat alle als Ganzes unter dem Namen seiner Perovalen zusammengefasst und nur nach den markirtesten Gestalten unter Berücksichtigung des Lagers wieder getrennt; Desl. (Pal. franç. Brach. jur.) specificirt noch weit mehr, betont aber gleichfalls stets den Horizont des Vorkommens. Nichtsdestoweniger vermögen beide in diesen Formenreichthum keine vollständige Sichtung zu bringen, da der Uebergänge zu viele sind. Wenn nun schon in wohlgetrennten ausseralpinen Schichten, die ein genaues Auseinanderhalten des Lagers gestatten, keine ganz scharfe Begrenzung der Species möglich ist, wie viel mehr in einem alpinen Schichtencomplex, wo von Horizonten keine Spur vorhanden und jede Form nur einzeln nach ihrem in der Menge ähnlicher Individuen oft verschwimmenden Habitus und ohne Bezug auf das ihr sonst zukommende Zeitalter zu bestimmen ist. Ich habe daher auch nur die ausgeprägtesten Typen angegeben, eine Menge Zwischenformen bei Seite gelegt und immer auf diejenige Abbildung verwiesen, der sich das Vilser Exemplar am vollständigsten anschliesst, ohne gerade damit strenge Identität aussprechen zu wollen. Die Reihe beginnt mit *Ter. perovalis*, der eiförmigen, an der Stirn nur seicht gefalteten, und endigt mit *Ter. Philipsii*, deren spitzer Schlosswinkel und tiefe, scharfe Stirnfalten so charakteristisch sind: dazwischen hinein lassen sich wohl alle Formen des Ooliths stellen, die freilich — wie gesagt — durch zahllose Uebergänge mit einander verbunden sind. Schlotheim und nach ihm Suess haben versucht (s. Suess, Brach. der Stramberger Sch., S. 25) für das ganze Heer dieser Terebrateln (einschliesslich derjenigen des weissen Jura) zwei Reihen zu bilden, wornach sich *Ter. biplicatae*, d. h. solche mit zwei gefalteten Schalen (Typus: *Ter. globata*) des mittleren Jura und *Ter. dorsoplicatae* — nur auf der kleinen Klappe gefaltet (Typus: *bisuffarcinata*) — des oberen oder weissen Jura trennen liessen. Die Sache lässt sich aber leider in praxi nicht durchführen, da z. B. unter echten Bisuffarcinaten häufig Formen vorkommen, die sich von den unterliegenden Perovalen des braunen Jura nicht unterscheiden[1]). Ich verweise daher statt jeder weiteren Beschreibung auf die immer speciell angegebenen Abbildungen.

Ter. cf. fylgia Oppel. Der Autor beschreibt hierunter eine ovale oder etwas in die Breite gezogene Muschel mit mässig grossem Schnabel, der durch scharfe Seitenkanten begrenzt ist. Die Schalen sind annähernd gleich stark gewölbt; auf der kleinen Klappe zeigt sich ein kurzer, zu beiden Seiten rund verlaufender Sinus, während die grosse Klappe keine entsprechende Einsenkung besitzt. Deslongchamps (Pal. franç. Brach. jur. pag. 331) hat den Begriff viel weiter gefasst: er rechnet sie zu *dorsoplicata*, und wer seine Figur auf Tafel 95 mit den Oppel'schen vergleicht, wird erstaunen über die Dehnbarkeit einer Species-Bezeichnung. Namentlich eines der wichtigsten Merkzeichen, der mässig grosse Schnabel mit den scharfen Seitencommissuren, hat sich in das starke, völlig gerundete, mit grossem,

---

[1]) Die l. c. Taf. I, Fig. 1—3 von Herrn Suess als *Ter. bisuffarcinata Ziet.* bezeichnete Form ist im Sinne Zieten's und Quenstedt's keine *bisuffarcinata*, würde vielmehr mit *T. Birmensdorfensis Mösch* zu vergleichen sein (s. Qu. Jura S. 638 und Qu., Brach. S. 399).

Loch versehene Schnabelstück etwa einer jungen *globata* oder *Ter. intermedia Qu.* verwandelt! So sehr differiren unsere Exemplare nicht, wenn auch keine vollständige Uebereinstimmung mit der Oppel'schen Abbildung stattfindet. Jedenfalls ist der ganze Habitus, sowie der Schnabel ähnlicher, als bei den franz. Exemplaren. Die Stücke von Vils sind etwas eckig, namentlich in der Sinus-Partie nicht gerundet, der Schnabel fein, die kleine Schale häufig in der Wirbelgegend aufgetrieben, gegen die Stirne hin sich verflachend. Vielleicht liegt hier eine neue Form vor, die aber noch weiteren Materials zu ihrer Bestimmung bedarf.

Ter. submaxillata Desl. Die vorhandenen drei Exemplare stimmen gut mit Fig. 3 auf Taf. 78: es ist dieselbe grosse, übermässig starke Form, wie hier; das grösste Stück ist 35 Mm. hoch, 32 Mm. breit und 21 Mm. dick.

Ter. conglobata Desl. Die Stücke überraschen bei der sonstigen Stärke der Formen etwas durch die Zartheit des Schnabeltheils, der beinahe etwas an die *Ter. numismalis* und *Ter. cornuta* aus dem Lias erinnern will. Fig. 7*a*, Taf. 57, bei Deslongchamps gibt dies einigermassen wieder. Zu vergleichen ist auch *T. infra-oolithica Desl.* Pl. 58 und 59.

Ter. Phillipsii Morris. Die grosse Normalform ist nicht vorhanden. Dagegen finden sich sehr ausgesprochen die verwandten kleineren.

Ter. submaxillata Dav. (Desl. Brach. jur. Pl. 77, 5, sowie *Ter. Ferryi E. Desl.* s. Dav. Britt. Brach. Suppl. XVII, 7.)

Für erstere vermag Deslongchamps — in gewissen Modificationen — als Unterschied von *T. Phillipsii* selbst nur anzugeben (l. c. S. 274), dass der Wulst der grossen Schale vom Schnabel bis zur Stirne sich erstrecke; seine Abbildungen stimmen hiemit nicht vollständig überein.

Bei diesen Biplicaten ist noch einer Anzahl kleiner, länglich ovaler Formen Erwähnung zu thun, die ich — bis jetzt wenigstens — mit den erwachsenen nicht zu vereinigen vermag. Bei einer Länge von nur 15—18 Mm. zeigen sie schon die vollständige Faltenentwicklung an der Stirn, während die Anwachsstreifen grosser, sonst ähnlicher Formen, sämmtlich auf glatte Jugend-Individuen hinweisen. Es muss weiteren Funden vorbehalten bleiben, diese Stücke passend einzureihen.

Ter. cf. Zisa Oppel. Unter diesem Namen beschreibt Oppel (Posid.-Gest. d. Alpen, Sep.-Abdr. S. 210) eine seitlich verzerrte glatte Muschel aus Hierlatz-Kalk von Hallstatt; ich besitze ein ähnliches Exemplar vom Rottenstein, leider mit beschädigtem Schnabel, das etwas weniger gewölbt, sonst aber übereinstimmend scheint. Die seitliche Verschiebung ist bei dem Vilser Stück weit bedeutender.

Ter. nova species existirt in zwei Exemplaren, wovon das eine, sehr wohl erhaltene, im Besitz des Herrn Oberförster Götz in Reute ist. Den Umfang bildet ein Rechteck, beinahe doppelt so lang als breit, dessen Ecken schräg abgerundet sind. Ein kurzer, mässig tiefer Sinus nimmt das mittlere Dritttheil der kleinen Schale ein, ist seitlich von zwei Wülsten begrenzt und zieht die kleine Schale an der Stirn

zu einer kurzen Mittelzunge in die Länge. Die Schalen sind ungleich gewölbt: die grosse mässig, ungefähr kreisförmig; die kleine stärker, eigenthümlich, zuerst mit ebenen Seitenwänden aufsteigend und dann in eine ganz flache Rundung übergehend. Die Wülste der kleinen







Länge · · · · 34 Millimeter.
Breite · · · · 20 „
Dicke · · · · 18 „

Schale heben sich in der Stirngegend etwas in die Höhe, während die Schale selbst — seitlich davon — steil abfällt. Die Begrenzung der grossen Schale erhält dadurch in der Seiten-Ansicht die *S*-Form. Der Schnabel ist abgebrochen, war nicht sehr stark und von ausgeprägten Seitenlinien begrenzt, die bis ins untere Drittel gegen die Stirne sich herabziehen.

Ich vermochte für diese eigenthümliche Form eine Analogie bis jetzt nicht aufzufinden, daher sie hier erwähnt sein mag.

Ter. emarginata Sow. mit den verwandten Formen *T. bucculenta* und *subbucculenta Desl.* tritt in mannigfachen Varietäten und ziemlich häufig auf, jedoch, so viel ich bemerken konnte, meist in weissen Kalkpartien. Hervorzuheben ist eine

Ter. cf. curvifrons Oppel, der vorigen ähnlich, doch durch das Fehlen des Septums, einen weit kräftigeren Schnabel, sowie die breitere derbe Form ausgezeichnet. Die Fig. 5 und 8 auf Taf. 49 bei Deslongchamps (Brach. jur.) stimmen mit unsern Exemplaren ziemlich überein, doch ist der Sinus der kleinen Schale etwas stärker ausgeprägt, geht dreieckförmig bis zum Wirbel, während der Rücken der grossen Schale durch eine mehr ebene Fläche nach Art der *T. Hoheneggeri Suess* ein „Joch" bildet, das von der geraden Stirnkante bis in die Nähe des Wirbels hinaufläuft. Die Umrisslinie unserer Stücke nähert sich der regulären Fünfecks-Form mit abgerundeten Ecken. Das grösste Exemplar hat 19 Mm. Breite, 19 Mm. Höhe, 10 Mm. Dicke.

Ter. nucleata (curviconcha? Opp.), genau, wie sie etwa Quenstedt, Brach. Taf. 47, Fig. 108 abbildet, liegt in einem wohlerhaltenen Exemplare vor [1]: ganz das gedrängte kugelige Wesen der Abbildung, sehr verschieden von

[1]) s. Oppel, Posid.-Gesteine d. Alpen. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1863, S. 206—207.

Ter. cf. rupicola Zittel. Das Vilser Stück hat einen etwas feineren Schnabel, als ihn Zittel (Fauna d. u. Thitonbild. Taf. 38, Fig. 2) angibt, allein der in die Breite gezogene Umriss, sowie die schmale, scharfe Zunge stimmen gut Unter diesen Vorkommnissen mag auch die von Oppel *Ter. Bouéi Zschr.* benannte und zur Altersbestimmung des rothen Kalkes benützte Form sich befunden haben. Vergleiche auch als hieher gehörig aus oberem Lias *Ter. aspasia Men. var. minor Zittel* in dessen Beobachtungen aus den Central-Apenninen S. 126.

Wie wenig rathsam es ist, bei spärlichem Material diese Nucleaten — die sich einerseits durch eine grosse verticale Verbreitung, andrerseits durch grosse Formengleichheit auszeichnen — zur Feststellung des Schichtenalters beizuziehen, hat auch Neumayr hervorgehoben (Jurastudien 3. Folge, S. 516).

Ter. subalpina Wklr. (Leonh. und Bronn 1864, S. 308) fand ich in einem ganz charakterfesten Exemplar. Herr Gümbel hält diese Art für die ostalpine Varietät von *Rhyn. contraversa Oppel.* Es wird vor Allem die Frage zu entscheiden sein, ob erstere, wie Winkler angibt, eine *Waldheimia*, letztere, nach Oppel's Annahme, eine *Rhynchonella* ist, wofür zunächst noch bei dem geringen Material die sichere Grundlage mangelt. Jedenfalls ist festgestellt, dass beide Formen gleichzeitig an ein und demselben Fundplatz lebten.

Rhyn. solitanea Oppel. Der Autor hat den früheren Namen in seiner Monographie — *R. solitaria* — umgetauscht (s. Zeitschrift der deutsch. geol. Ges. 1861, S. 540), da derselbe schon anderweitig vergeben war. Die Form läuft dort noch als aus den weissen Kalken stammend: Quenstedt fand sie auch im rothen Kalk vom Rottenstein, was für die theilweise Gleichalterigkeit beider Bildungen — die ich unten annehme — sprechen würde. Mein Exemplar wurde im weissen Kalk vom Legam gefunden und ist ein kleines Stück von nur 14 Mm. Breite. Sehr selten.

Wir gelangen nun zu einer Reihe scharfgerippter Rhynchonellen, welche Quenstedt allgemein unter seinen Quadriplicaten und Triplicosen zusammenfasst. Bei der Menge des Vorkommens lassen sich einige charakteristische Arten festhalten, während zunächst darauf verzichtet werden muss, feinere Ausscheidungen, wie sie Oppel z. B. für die Rhynchonellen vom Hierlatz, Szajnocha für die Oolithe von Balin versucht hat, durchzuführen.

Rhyn. Fischeri Rouillier bildet im Allgemeinen grössere Formen, als *quadriplicata* (auch *Rhyn. decorata Schloth.* gehört hieher). Falten theilweise schneidend dachförmig, laufen bis zum Wirbel, ohne zu dichotomiren. Der Sinus der grossen Schale meist flach, die Zähne greifen scharf in einander und bilden eine unsymmetrische Linie, die auf der einen Seite oft stark emporsteigt, auf der andern tief herabfällt, so dass eine förmliche *inconstans* (*difformis*) entsteht. Schnabel klein und spitz mit runden Seitencommissuren. Die Vilser Exemplare sind nicht sehr aufgebläht, mehr flach und zeigen in der Seiten-Ansicht Anlage zu Bildung einer Area längs der Schlusslinie beider Schalen. Es ist unmöglich, die Formenreihe specifisch zu trennen, da der Uebergänge zu viele sind.

Ich scheide noch aus:

Rhyn. trigonoides Qu., Brach. S. 146. Es sind bei Vils flache Formen von dreieckigem Umfang mit ca. 20—28 Mm. Länge der Basis. Die Schlusslinie bildet in der Stirn-Ansicht annähernd eine gerade oder sehr flache Curve mit zwei kurzen herabhängenden Flügeln. Die Falten sind an der Stirne stark, nehmen aber rasch an Stärke ab; die Wirbel erscheinen eigenthümlich abgerieben. Auch hier tritt wieder die seitliche Area am Schluss der Schalen auf. Bemerkenswerth ist bei Allen die Ebenheit der Wirbel beider Valven.

Rhyn. cf. aratella Desl., Brach. jur. Pl. 107, Fig. 6 und Desl., Brach. nouv. Pl. X, Fig. 1—3. Quenstedt erwähnt sie — wie vieles Andere, — nicht und würde sie vielleicht zu *Rh. Vilsensis* ziehen (s. Brach. S. 145), aber die Muschel ist zu charakteristisch, um nicht hervorgehoben zu werden; namentlich der breite, grosse Schnabel unterscheidet wesentlich.

Cephalopoden. Stücke, die zu

A. aff. bicarinatus Ziet. und *subplanatus Oppel* gehören müssen, finden sich bei Vils nicht gar selten, doch sind es meist Trümmer, die eine sichere Bestimmung nicht zulassen. Beide Arten sind hochmündige Falciferen: bei ersterem ein ziemlich scharfer Kiel, aufgesetzt auf eine ebene Fläche, die mit den Seitenflächen der Schale strenge Winkel bildet; bei der zweiten Art der Kiel rundlich und in die Seitenflächen mehr rund übergehend.

A. cf. bicarinatus hat feinere, weit enger gestellte Rippen, als *subplanatus*, die ausserdem noch in der Art der Biegung verschieden sind (s. d. Abb. von Dum., Dép. jur. IV, Pl. XI, Fig. 1—8). Beide Formen sind bezeichnend für die oberste Liasstufe. (Dumortier's: partie inférieure, da sein Lias noch die *Opalinus*-Schichten in sich begreift.)

A. cf. Germaini d'Orb. hat wohl mit *A. hircinus Qu.* Aehnlichkeit, unterscheidet sich aber durch eine mehr quadratische Mundöffnung (s. Qu. Jura, Taf. 40, 3).

A. cf. Nilsoni Hébert = *A. Calypso d'Orb.* = *heterophyllus jurensis Qu.* Ceph., S. 101, ist der älteste derjenigen Heterophyllen, die Neumayr aus der Stammform *A. Capitanei Catullo* ableitet (s. Neumayr, Jurastudien, 2. Folge, S. 330, Jahrb. d. geol. R.-A. 1871).

A. cf. subarmatus (*Young* und *Bird*) (s. Oppel, Juraformation, §. 32, 53 und 54) ähnelt einigermassen dem *A. Bollensis Zieten* und gehört auch der Zone der *Posid. Bronnii* (*A. bifrons Dumortier*) an.

Für die Formen

A. aff. aalensis Ziet., *costula Rein* und *opalinus Rein* vgl. Qu., Ceph., Taf. 7, 7. Jura 40, 10 u. 45. 10, sowie Dum. dép. jur., Pl. 50, 1—3, Pl. 51, 1—2 und Pl. 49, 14—16.

A. tatricus Pusch. Ueber die vielfache Verwirrung, welche die Verwechselung dieser Species mit ähnlichen jüngeren Alters verursachte (vgl. Jahrb. d. geol. R.-A. 1869, Zittel, über *Phyll. tatricum* und ibid. 1871 Neumayr, Jurastudien, 2. Folge, S. 322). Die echte Form bildet den Ausgangspunkt für Neumayr's zweite Reihe von Hetero-

phyllen, welche im untern Dogger beginnt und erst im Neocom endigt. Der Aehnlichkeit wegen sei hier gleich erwähnt:

A. vorticosus Dumortier. Unter diesem Namen wird aus oberem Lias der Rhône ein Heterophylle beschrieben, der mit *A. tatricus* mancherlei Uebereinstimmung zeigt, jedoch durch den breiteren Querschnitt, die stärkere Rundung der Seitenflächen und die Sichelstreifen um den Nabel, welche von hier in leichter Curve zu den ziemlich geraden Rückenwülsten laufen, unterscheidet. Die Entscheidung, ob hier überhaupt eine selbstständige Form oder nur eine Varietät von *A. tatricus* vorliegt, ist unmöglich, da Dumortier selbst die Loben seiner Species nicht kennt (cf. Dum. dép. jur., Tome IV, pag. 272, Pl. 57, 9).

Zu der Formenreihe von *A. tatricus* gehört noch *A. Homaieri d'Orb.*, eine, wie es scheint, etwas unsichere Art von unbestimmtem Alter, für welche bis jetzt nur d'Orbigny's Angaben in der Pal. franç. vorhanden sind (cf. Neumayr, Jurastudien, 2. Folge, S. 324).

A. fallax und *gonionotus* beschrieb Benecke aus den Oolithen mit *A. Murchisonae* vom Cap S. Vigilio am Gardasee. Ersterer scheint in Südtirol einen festen Horizont einzunehmen und ist daher auch hier von Wichtigkeit. Ich verweise auf Abbildung und Beschreibung in Benecke, Trias-Jura in den Südalpen. Beiträge 1866, S. 171 bis 172, Taf. 6 und 7.

A. Murchisonae (s. die Abbild. vor Dumortier).

A subinsignis Oppel, eine schöne, wohlcharakterisirte Form. Die Species wird von Dumortier (Dép. jur. Tome IV, pag. 261) aus der Schichte des *Amm. opalinus* beschrieben und prächtig abgebildet. Im Rhônebassin charakteristisch für diesen Horizont. Vom Rottenstein liegen mehre Exemplare vor, die mit Dumortier's Abbildungen vollständig übereinstimmen, wie überhaupt das schöne Werk dieses Gelehrten für unsere Vorkommnisse sechr wichtige Anhaltspunkte liefert (s. Dum. Dép. jur., Tome IV, pag. 261—262, Pl. 53, 1—5).

A. ultramontanus Zittel,
A. Zignoanus d'Orb.,
A. mediterraneus Neumayr

bilden die älteste Verwandtschafts-Gruppe von Neumayr's vierter Formenreihe aus unterem Dogger, mittlerem Dogger und Klausschichten. Die letzte Species verbreitet sich jedoch bis zum Tithon. Ich verweise hier auf die Beschreibung und trefflichen Abbildungen in Zittel über *Phyll. tatricum*, pag. 66, Taf. 1, 4—6, und Neumayr, Jurastudien, 2. Folge, Taf. 17, 1—5.

Bruchstücke von

A. cf. acanthicus Oppel,
A. iphicerus Oppel (*? bispinosus Ziet.*),
A. carachtheis Zeuschner

sind noch erkennbar. An Letzterem fehlen die Einschnitte des Rückens, dagegen lässt der weite Nabel mit den stark abgeplatteten Seiten kaum eine Verwechslung zu; die Art findet sich nur in der tithonischen Stufe, daher ihre Erkennung von besonderer Wichtigkeit ist.

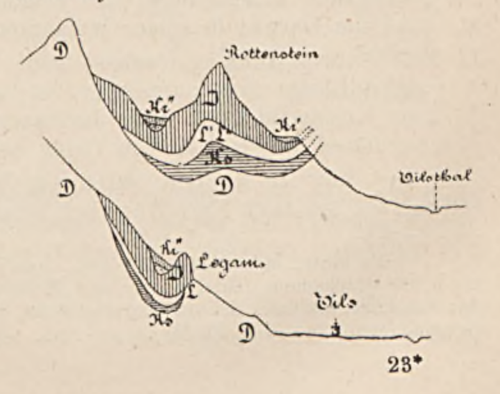
A. Benianus Cat. ist in einem ziemlich sichern Exemplar von 60 Mm. Durchmesser vorhanden. Obgleich die Form nicht als für einen gewissen Horizont leitend betrachtet werden kann, so deutet sie nach den seitherigen Funden doch auf eine Altersstufe zwischen den *Acanthicus*-Schichten und dem unteren Tithon hin (vgl. die Abbildung bei Pictet).

II. Geologisches. Die Schichtenfolge.

Zur allgemeinen Orientirung sei hier Folgendes vorausgeschickt: Die Lagerstätte der Vilser Kalke, nahe der Einmündung der Vils in den Lech, erscheint als einem grossen Gebirgskessel angehörig, der von den Hauptdolomitspitzen des Aggenstein, Rossberg, Söbenspitz an sich zur Gernspitze, über den erst später erfolgten Lechdurchbruch bei Binswang, zum Säuling und den Hohenschwangauer Bergen hinüberzieht. (Es steht auch nach v. Richthofen's Anschauung fest, dass die nördlichen Kalkalpen nach einer Zeit grosser Revolutionen schon zu Anfang der Juraperiode im Allgemeinen ihre heutige topographische Gestaltung angenommen hatten.)

Auf dem im Grossen und Ganzen vorgebildeten Relief haben sich nun unsere Lias-, Jura- und Kreidebildungen zwar in ununterbrochener, aber durch secundäre Hebungen und Senkungen, Schichteneinbrüche u. s. w. local vielfach gestörter Aufeinanderfolge abgelagert. Nur so vermag man sich das häufige Fehlen und Verkümmern von Zwischengliedern zwischen älteren und jüngeren Ablagerungen — wie es namentlich im westlichen Theil unseres Gebietes auftritt — zu erklären, woraus dann auch v. Richthofen das von ihm förmlich als „parasitisch" bezeichnete Auftreten der Juraniederschläge in den Nordwest-Alpen herleitet. Wie weiter unten besprochen, sind wir ferner gezwungen, speciell für unsern Schichtencomplex die Einwirkung von Horizontalschüben und damit zusammenhängenden Faltenbildungen anzunehmen, Erscheinungen, die ja in den nordwestlichen Alpen überhaupt eine grosse Rolle spielen und für v. Richthofen den Grund zur Aufstellung eines ganzen Systems von „Hebungswellen" abgaben. Mit Zuhilfenahme dieser dynamischen Kräfte entsteht nun das folgende Profil unserer speciellen Ablagerungen, das zusammen mit der Situationsskizze einen Einblick in das hypothetische Gebäude des Schichtenaufbaues geben soll.

D Haupt-Dolomit.
Ks Kössener Schichten.
L' Lias-Marmor.
L" Lias (untere u. obere Fleckenmergel).
J Rother und weisser Jura-Marmor.
Kr' Kreide, Neocomschiefer.
Kr" „ Gaultmergel.



Die ganze Lagerstätte der Vilser Kalke ist — und damit kommen wir im Gegensatz zu Herrn Beyrich theilweise auf die Anschauungen von Herrn Gümbel (s. Karte d. bair. Alpengeb.) zurück — aufgefasst als eine doppelte Muldenbildung, deren beide Centralkerne je eine, im Alter von der andern verschiedene Kreideablagerung bilden, um welche sich die ältern Schichten schalenförmig anlegen.

Erosion, namentlich der Gault-Thone über den nördlichen Neocom-Schiefern, und weitere Katastrophen mögen zusammengewirkt haben, die Schichten in der heute wahrnehmbaren Weise zu profiliren[1]).

Ich habe geglaubt, diese Anschauung von der Art und Weise der Ablagerung vorausschicken zu müssen, da in ihr der später zu erörternde Unterschied mit anderweitigen Anschauungen liegt, nach welchen die Lias- und Jura-Absätze um Vils zwei geschlossene, unter ganz verschiedenen Bildungsbedingungen entstandene Complexe bilden würden, die ursprünglich ganz unabhängig von einander — erst später in der heute wahrnehmbaren Weise „aneinander geschoben" worden wären. Es lassen sich, wie ich glaube, dieser letzteren Anschauung entgegen sämmtliche sichtbare Glieder von der Trias bis zur Kreide als in chronologischer Reihe einander folgend ansehen, wobei nur partielle Verkümmerung einzelner Schichten, die ja immer mit petrographischen Unterschieden verknüpft ist, angenommen werden muss.

Das Untersuchungsgebiet für die hier in Betracht kommenden eigentlichen Vilser-Gebilde erstreckt sich nun, am Orte Vils beginnend, in beinahe rein westlicher Richtung mit annähernd gleicher horizontaler Breite von circa 800 Meter zum Südostfusse des Breitenberges und Aggensteins, also auf eine Länge von circa 4 Kilometern.

Wir betrachten folgende Schichtenreihe:

A. Den Gryphitenkalk vom Breitenberg.

B. Den Liasmarmor vom Aggenstein.

C. Die Liasfleckenmergel, welche sich vom sogenannten Leh- (oder Kegel-) Bach auf die ganze Länge bis zum Breitenberg verfolgen lassen.

D. Die Jura-Marmorbildungen, wieder getheilt in:

a) den eigentlichen weissen Vilser Kalk mit *Ter. pala* und *antiplecta* — vom sogenannten „Legam", unmittelbar beim Orte Vils, sowie an der Zollstation „Weisshaus" bei Füssen;

b) den rothen Jurakalk vom Rottenstein und dem südlich davon liegenden Felsgehänge; die beiden Glieder *a*) und *b*) waren es, welche Oppel in seiner bekannten Monographie behandelt hat.

E. Eine Neocom-Bildung, welche dem Zug der Fleckenmergel ihrer ganzen Länge nach aufgelagert ist; endlich

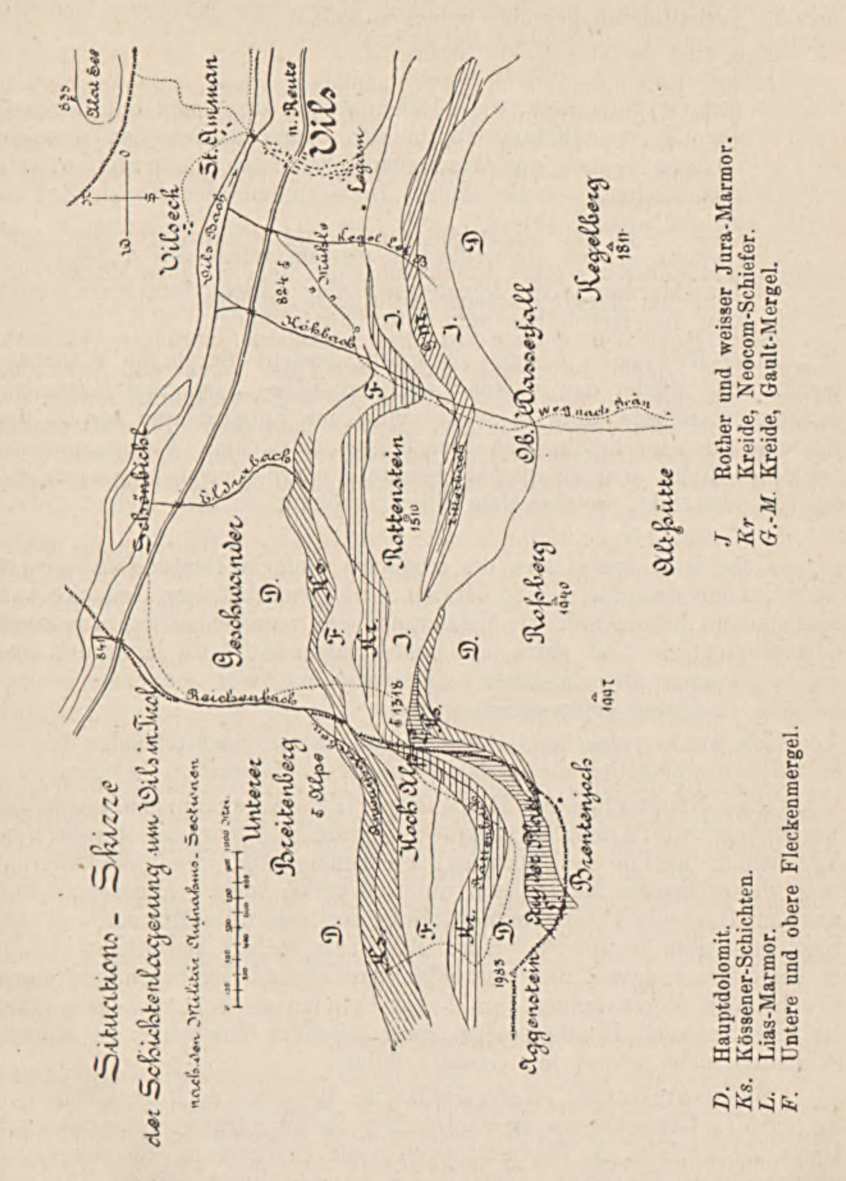
F. Eine Kreide-Bildung, dem Juramarmor-Zug gleichsam eingelagert und denselben als Keil von Osten her in zwei Arme theilend.

Die hier in Kurzem skizzirten Gesteinszüge sind ungefähr dieselben, wie sie auch Herr Beyrich seiner Abhandlung zu Grunde legt;

---

[1]) Es dürfte hier anzuführen sein, dass in der Kartenskizze von Herrn Beyrich die Bezeichnung „Brentenjoch" und „Rossberg" verwechselt sind, indem ersteres der westliche, letzteres der östliche Punkt ist, nicht umgekehrt (s. auch österreich. Generalstabskarte: Blatt Füssen).

sie sind in dem beigelegten Situationsplan, soweit möglich, nach Aufnahmen an Ort und Stelle eingetragen.



Um nun späteren Weiterungen zu begegnen, sei hier schon die Differenz der Anschauungen dargelegt, zu welcher der Verfasser bezüglich des Verhältnisses der Ablagerungen zu einander gegenüber derjenigen von Herrn Beyrich gelangt ist.

Herr Beyrich betrachtet den ganzen hier in kurzen Zügen vorgeführten Schichtencomplex als aus zwei Theilen bestehend, deren

jeder, das Lias-, Jura- und Kreidesystem repräsentirend, sich nach den vorhandenen Fossilen, sowie nach der petrographischen Beschaffenheit wohl gleichzeitig mit dem andern, aber unter ganz verschiedenen localen Verhältnissen gebildet haben müsste.

Das eine dieser Gebilde umfasst

den Gryphitenkalk, die Fleckenmergel zusammen mit der sog. Jura-Neocom-Bildung (d. h. den Aptychus-Schiefern), welch' letztere — als den Ammergauer-Schichten v. Richthofen's gleichstehend — die ganze Jura- sammt der Kreide-Zeit in sich schlösse;

das zweite in sich abgeschlossene System würde durch den

Lias-Marmor vom Aggenstein, die beiden Jura-Marmorzüge und den Kreidethon vom Zitterbach gebildet.

Herr Beyrich gelangt zu dieser Ansicht durch die Wahrnehmung, dass „jeder der beiden Lagerzüge Lias-, Jura- und Kreidebildungen umschliesst, aber in so verschiedener Entwickelung sowohl der Gesteine als der organischen Einschlüsse, dass kein Formationsglied des einen Zuges dem entsprechenden des andern gleicht und kaum ein einziges Petrefakt, welches dem einen zukömmt, in dem andern gefunden wird" (s. l. c. S. 649).

Geht man darauf aus, die möglichst einfache Deutung für unsere Gesteinsfolge aufzufinden, so drängt sich zunächst der Gedanke auf, ob denn die lithologisch wie paläontologisch verschiedenen Formations-Glieder nicht der Zeit nach aufeinander folgende Theile eines und desselben Systems sein möchten, die einander trotz manchmal widersinniger Lagerung gegenseitig ergänzen.

Ich werde versuchen, diesen Gedanken im Nachstehenden festzuhalten und womöglich durch das vorhandene Material zu belegen.

Eine Hauptstütze für Herrn Beyrich's Anschauungen bildet das Vorkommen von Arieten-Bruchstücken sowohl in dem Lias-Marmor vom Aggenstein, als in den (unteren) Fleckenmergeln, womit die Abgrenzung dieser beiden Stufen nach unten gegeben wäre. Abgesehen nun von der Dürftigkeit der Fossile gerade aus dem Lias-Marmor und den Fleckenmergeln — die ja Herr Beyrich selbst hervorhebt — abgesehen ferner davon, dass von diesen Arieten nur ziemlich unbestimmte Bruchstücke (deren keines dem Lager entnommen ist) vorliegen, wird ein Herüber- und Hinüberspielen sonst leitender Thierreste in alpinen Schichten nicht schwer in's Gewicht fallen.

Wie Dumortier diese Thatsache in dem doch regelmässigen System des Rhônebassins an zahlreichen Fällen nachweist, so ist nach Herrn Zittel's u. A. Beobachtungen diese Erscheinung für die Alpen nicht mehr in Abrede zu ziehen. Ich erinnere nur an Herrn Zittel's „Notizen über Lias-, Jura- und Kreideschichten in den bair.-österr. Alpen" (Jahrb. d. geol. R.-A. 1868, S. 600), wo das gleichzeitige Vorkommen arietiformer (unterliasischer) Ammoniten mit solchen des mittleren Lias in den Fleckenmergeln der nicht weit von Vils liegenden Fundplätze Schattwald und Hindelang nachgewiesen ist (vgl. hierüber auch Stoppani, studii 1857, S. 233).

Die Beispiele liessen sich leicht noch vermehren.

Es ist ferner nicht einzusehen, wie zwei ursprünglich aufeinander gelagerte Gesteinsfolgen — wie angeblich der Lias vom Aggenstein und die beiden Jura-Marmorzüge — so auseinander geschoben werden können, dass der erstere nirgends mehr als das Liegende des zweiten sollte beobachtet werden können, wie es doch der Fall sein müsste, wenn er diese Stelle — wie Herr Beyrich annimmt — ursprünglich eingenommen hätte. Solche absolute Trennungen tragen denn doch a priori den Charakter hoher Unwahrscheinlichkeit an sich!

Ich vermag hiernach mit diesen Beweismitteln an ein Hinabgreifen der Fleckenmergel von Vils oder des Aggenstein-Kalks bis zur untersten Lias-Grenze noch nicht zu glauben.

Ferner: In dem Formations-Zug, der die Fleckenmergel enthält, lässt Herr Beyrich die ganze Jurafolge — Mangels eines andern Gebildes — durch den untern Theil der Aptychenschiefer vom Breitenberg und Eldrabach vertreten sein. Dass der obere Theil dieser Schiefer zum Neocom gehört, hat Herr Gümbel (l. c. S. 564) durch Beschreibung der eingeschlossenen Aptychen nachgewiesen; dagegen fehlt jeder Beleg für unterjurassische Einschlüsse, ebenso wie der Beweis der Identität mit den „Ammergauer Schichten" v. Richthofen's, auf die sich hier, als den ganzen Jura darstellend, berufen wird (Beyr. l. c. S. 656). Führt man sich nun das engbegrenzte topographische Bild unseres Untersuchungsfeldes vor Augen, mit den Höhen- und Längendimensionen von je kaum 1000 M., auf denen sich zwei abgesonderte Lias-, Jura und Kreidefaunen gebildet haben sollen, zieht man ferner in Rücksicht, dass in dem die Basis des Ganzen bildenden Triasmassiv bis jetzt keinerlei Revolutionen des Massstabes nachgewiesen werden konnten, wie sie wohl das „Aneinanderschieben" der beiden Formationszüge zur Folge oder Voraussetzung hätte (s. Beyrich l. c. S. 662), so drängt sich doch, bis weitere Beweismittel beigebracht sind, zunächst die Anschauung hervor, dass man es hier nicht mit gleichzeitigen und nur ungleichartig ausgebildeten, sondern lediglich mit aufeinander folgenden, wenn auch theilweise lückenhaften und verkümmerten Altersstufen ein und desselben Systems zu thun hat. Es wird sich bei Besprechung der einzelnen Schichtenglieder noch Gelegenheit ergeben, hier einschlägige Bemerkungen anzuschliessen.

Ich gehe demnach über zu einer kurzen Schilderung der Einzelnstufen:

A. Der Gryphitenkalk vom Breitenberg

bietet ein reiches Verzeichniss sicherer Leitfossile für unteren Lias, wie er auch petrographisch den ausseralpinen Gryphitenkalken sehr nahe steht. Die Schichte ist nur etwa 0·3 Meter stark, ein dunkelgrauer, theilweise gefleckter, dichter Kalk, der gegen oben thonig wird und auf den obersten Triasmergeln aufruht. Ich nehme keinen Anstand, diese Bildung mit dem rothen Liasmarmor — als dessen unterste Stufe — in Verbindung zu setzen. Der petrographische Unterschied darf hier nicht sehr in's Gewicht fallen, da solche Wechsel der Gesteinsfarbe bei einigem Eisengehalt leicht zu erklären sind, und mehr das Auge überraschen, als für die Annahme verschiedener Bildungs-

weisen massgebend sein können (s. hierüber Gümbel, bair. Alpengeb. S. 432). Mir selbst war es möglich, schwarzen und intensiv rothen Kalk in einem Blocke zu beobachten. Hier hätten wir also Quenstedt's α, auf welches, wenn auch nicht direct aufgelagert, so doch dem Alter nach unmittelbar folgen wird

B. der Liasmarmor vom Aggenstein.

Am Südfusse des Aggensteines, gerade am Beginn des scharfen Grates, der sich von hier zum Brenten-Joch hinüberzieht, treten, zwischen krystallinischen, weissen Kalksteinen der obersten Trias eingekeilt, rothe, splitterhafte Marmorkalke zu Tage, aus welchen sich die in der vorangehenden Liste angegebenen Fossilien sammmeln lassen. *Ter. ovatissima* und *numismalis* β ist neben den Spiriferen sehr häufig vertreten und wohl massgebend für die Altersbestimmung. Wenn man — wie dies auch Herr Beyrich l. c. thut — diese Gesteine gewissermassen als Fortsetzung und gleichalterig mit dem rothen Brachiopodenmarmor vom Hirschberg bei Hindelang betrachtet, so bin ich geneigt, sie in die Stufe des unteren bis mittleren Lias (etwa ober α—β Quenstedt's), also in das Alter der Hierlatzschichten zu setzen. Die im Hindelanger Kalk in Menge auftretenden, bestens ausgebildeten Perovalen und Rhynchonellen der Bucklandi- und Oxynoten-Schichten, ferner von Cephalopoden *A. capricornus* u. A. dürften hiefür entscheidend sein (s. auch Gümbel's Terebratelnschichte der Allgäuer Alpen [bayr. Alpengeb., S. 477]).

Auf eine Gleichalterigkeit des rothen Aggensteiner Kalkes mit den Hierlatzschichten deuten auch die eigenthümlichen Gasteropoden und Acephalen in Ersterem hin (s. Sitzber. Wien 1861, S. 157 f.).

Aus dem Umstand, dass im Reichenbach in Gesteinen, die wohl von nirgends anders, als vom Aggenstein herrühren können, Bruchstücke von Arieten gefunden wurden, schliesst nun Herr Beyrich, wie gesagt, dass ein Theil unseres Marmorzuges unterster Lias sei, man somit hier eine zweite unterste Liasbildung neben dem Gryphitenkalk — vor sich habe. Ich vermag diesem Schluss nicht beizutreten, denn — die Thatsachen alle zugegeben — ist hiermit nur bewiesen, dass neben der Gryphitenschichte noch eine Arieten führende Schichte auftritt, welche sich mit dem nächstfolgenden *Numismalis*-Kalk eng verbindet. Dabei ist darauf hinzuweisen, dass das Genus *Arietites* und namentlich die Uebergänge zu *Harpoceras* (z. B. *Harp. Algovianum Opp.*) erst im Mittel-Lias aussterben, daher das Vorkommen von Arietenformen in dieser Altersstufe nicht befremden kann. Hiernach glaube ich die fraglichen rothen Kalke vom Aggenstein unbedenklich als zweite Altersstufe des Lias betrachten zu dürfen. Ein Zusammenhang, beziehungsweise Ueberlagerung des Gryphiten- durch den *Numismalis*-Kalk ist nirgends direct zu beobachten, wie überhaupt das Auftreten des letzteren sich auf die Stelle am Aggenstein-Fuss beschränkt. Dass aber eine Ueberlagerung stattfinden kann, d. h. dass die beiden behandelten Glieder zeitlich aufeinander folgende Entwickelungsstufen sind, ist meines Erachtens durch keine gegentheilige Beobachtung ausgeschlossen.

C. Die Lias-Fleckenmergel.

Diese Gebilde sind, wie aus der Karte ersichtlich — in sämmtlichen zur Vils herabkommenden Wasserläufen zu Tage tretend und lagern — was im Eldrabach über der dunkeln Thonschichte mit zahlreichen *Ter. norica Suess* leicht zu constatiren ist — auf den obersten Trias- oder Kössenerschichten auf. Ich habe versucht, diesen Umstand durch Auskeilen der schalenförmig an die Dolomitwand angelagerten untersten Liasbildung zu erklären, da der Altersfolge nach diese die eigentliche Unterlage des Fleckenmergel zu bilden hätte. Das Gestein besteht in seinem unteren Theile aus Steinmergeln: graue, bald mehr, bald weniger dunkel gefärbte, geschichtete Thonkalke enthalten die in der Liste aufgeführten Fossile, welche nach den ausser den Alpen bekannten Vorkommnissen

A. oxynotus, *A. raricostatus*,
A. Birchii, *A. Davoei*

einer untern bis mittlern Liasstufe (β/γ Quenstedt's) zugewiesen werden müssen. Dass sich diese Gesteinsschichte mit dem rothen (Lias) Marmor gleichsam in die Zone des *A. oxynotus* und *Davoei* theilt, wird nach dem früher Gesagten nicht auffallen: im Allgemeinen gehört unser grauer Kalk einer höheren Abtheilung des Mittellias an, worauf namentlich auch *A. Davoei* und *A. radians* (*amalthei?*) hindeuten würde.

Die oberen grauen Thonmergel erweisen sich nach dem sehr zahlreichen Auftreten von *A. amaltheus* als die eigentlichen „Fleckenmergel“, wie sie Gümbel auf S. 437, Nr. 7 seines bairischen Alpengebirges beschrieben hat. Für den ganzen Complex hat Schafhäutel zuerst die nähere Beschreibung und die Einreihung in das System gegeben. Ich verzeichne diese bald grauen, bald gelben, dünnschichtigen Thonmergel, deren Oberfläche häufig mit braunen, fucusartigen Flecken bedeckt ist, nach ihren Einschlüssen mit *A. amaltheus* und radiansähnlichen Ammoniten als obern Lias, der etwa mit dem ε Quenstedt's abschliesst.

Auch hier hat nun wieder das Auftreten einzelner Arietenbruchstücke Veranlassung gegeben, die „Fleckenmergel“ nicht als einen Theil des Lias, sondern als dessen Gesammtentwicklung zu betrachten. Ich möchte auch hier die vorher entwickelten Anschauungen festhalten.

Wir gelangen in der Altersfolge der Gesteine zu

D. den Jurabildungen, und zwar

a) dem eigentlichen weissen Vilser Kalk mit *Ter. pala* und *Ter. antiplecta.*

Dies ist das Gestein, welches für Vils durch die Abhandlung Oppel's renommirt geworden ist: eine weisse, graue oder bräunlich gefleckte, krystallinisch körnige Grundmasse, welche nesterweise eine

---

[1]) Bruchstücke Arieten-ähnlicher Formen finden sich nicht selten im schwäbischen Mittel-Lias (cf. Quenst., Jura, Taf. 22, Fig. 28—29). Auch Dumortier gibt solche aus seiner Zone des *Bel. clavatus* (Lias γ/δ) an (cf. Dum., Bassin du Rhône III, pag. 68).

ganze Lumachelle der bekannten Leitmuscheln *Ter. pala, antiplecta, trigona, myriacantha* eingebacken enthält. Der Fundort befindet sich nur am „Legam“, einem vorgeschobenen Felsen, der wenige hundert Schritte von den südlichen Häusern des Ortes Vils aus dem Rasengehänge aufsteigt.

Eine Unterlagerung dieses Felsens durch den Lias der Fleckenmergel — wie sie Gümbel S. 500 seines Werkes angibt — vermochte ich, obgleich eine solche ohne Zweifel stattfindet, nicht zu constatiren; das unmittelbar Anstossende scheint Hauptdolomit zu sein.

Kein Punkt der eigentlichen Vilser Berge weist sonst diese Brachiopoden auf; wir haben es, wie es scheint, mit einem ganz localen Gebilde zu thun, das erst zwei Stunden weiter nordöstlich an der Strasse nach Füssen seine Wiederholung findet. Wir werden diesen Punkt weiter unten noch des Nähern bezeichnen. Diese Kalke mit *Ter. pala* hat Oppel nun in die Altersstufe der Kelloway-Gruppe, d. i. den Quenstedt'schen braunen Jura ε/ζ verwiesen. Massgebend waren hiebei eben die auch in den ausseralpinen Macrocephalen-Oolithen, z. B. von Gutmadingen, auftretenden Brachiopoden-Arten, welche im Zusammenhalt namentlich mit den neuerdings von Gümbel verzeichneten älteren und jüngeren Gliedern des Vilser Schichten-Systems allerdings einen ziemlich sichern Anhaltspunkt für die Altersbestimmung abgeben konnten. Da diese letzteren allgemein als richtig angenommen und wenigstens keine Beobachtung bekannt geworden ist, welche dieser Anschauung widerspräche, so verweise ich hier auf die l. c. gegebenen Ausführungen. Was nun die weitere Fundstelle des weissen Kalkes bei Füssen am sogenannten „Weisshaus“ (der Zollstelle zwischen Bayern und Tirol) betrifft, so ist speciell der Platz, wo Oppel, Beyrich, Gümbel und auch Quenstedt gesammelt, heutzutage nicht mehr offen. Gerade gegenüber dem Zollhaus, an der dort schroff aufsteigenden Felswand gelegen, wurde er, wie es scheint, durch die Arbeiten für den Reitweg nach dem Schlosse Hohenschwangau zugedeckt. Doch ist es mir gelungen, ein Stück weiter gegen Füssen rechts der Strasse an einer Ziegelei die Schichte wieder aufzufinden. Die Funde sind dieselben, wie am Legam bei Vils, mit Ausnahme von *Rhyn. masurpium W.*, die an letzterem Orte nicht auftritt. Als neu, d. h. bis jetzt nicht von dort publicirt, sind die im Münchener Museum befindlichen Funde anzuführen, nämlich:

Rhyn. aff. rimata Opp.	*Rhyn. retusifrons Opp.*
„ *Cartieri* „	*Waldh. Partschii Opp.*
„ *Fraasii* „	„ *Andleri Opp.*
„ *Deffneri* „	

Die Richtigkeit der Bestimmung dieser Fossile, welche durch das fest anhängende, grobkrystallinische Gestein sehr wesentlich erschwert ist, vorausgesetzt, hätten wir also hier — mit dem eigentlichen Vilser Kalk verbunden — eine Lias-Stufe gleich dem Alter der Hierlatzschichten vor uns, welche bei Vils in der Reihenfolge die Stelle der dort auftretenden rothen Lias-Marmore, resp. der untern Fleckenmergel einnähme. Es muss weiteren Untersuchungen anheimgestellt bleiben, wie

sich diese Facies-Verschiedenheiten jenseits und diesseits des Lechdurchbruchs erklären lassen werden.

In seiner Altersstufe nicht so sicher festgestellt und beständig noch der Gegenstand der Analysirung ist

b) der rothe Jura-Marmor vom Rottenstein und dem südlich davon gelegenen Felsgehänge.

Wenn ich hier mit Oppel und Gümbel die Trennung von rothem und weissem Kalk festhalte, so geschieht dies einerseits der bessern Verständigung mit den früheren Arbeiten zu Liebe, andererseits trennen sich die beiden Gesteins-Arten auch wirklich im Allgemeinen, aber — wie wir unten sehen werden — auch nur im Allgemeinen nach der Farbe; örtlich sind sie, wie schon Oppel l. c. hervorhebt, häufig so mit einander verwachsen, dass eine Trennung Beider ohne die eingeschlossenen Fossilreste nicht möglich wäre. Gehen wir zur Specificirung des Kalkes selbst über. Schon unmittelbar an den weissen Kalk anstossend, denselben zum Theil durchdringend, finden sich in den Schluchten des Lehbaches ebenso wie im oberen Theile des Kuhbaches — noch über den oberen Wasserfall hinauf — mächtige fleischbis dunkelrothe Felsmassen, in denen es jedoch bis jetzt (Oppel's mir nicht bekannte Fundstelle ausgenommen [1]) nicht gelingen wollte, charakteristische Fossile aufzufinden. Erst etwas weiter westlich, an dem senkrecht aus dem Wald- und Triftgrund aufsteigenden Koloss des Rotten- (oder wohl Rothen-?) Steins, zeigt sich eine reiche Cephalopoden- und Brachiopodenfauna, welche in den unstreitig von diesem Felsen abgestürzten Rollstücken gut ausgebeutet werden kann. Das Gestein ist — soweit es compacte marmorartige Structur zeigt — meist fleischfarbig bis dunkelroth, von weissen Kalkspath-Adern durchzogen; sobald sich Petrefacte einstellen, wird die Grundmasse häufig weiss, krystallinisch-körnig oder dicht, die Fossile selbst in weissen Kalkspath verwandelt, seltener roth und compact. Einzelne Partien weisen ein sehr grobkörniges, wohl von Crinoideen-Resten herrührendes Gefüge auf und sind dann dunkelroth. Von Schichtung ist keine Spur zu bemerken: regellose Klüfte durchziehen die Felsmassen und es ist demgemäss unmöglich, die aufgefundenen Petrefacte an Ort und Stelle gewissen Etagen einzureihen, da man, wie gesagt, der Hauptsache nach auf die Ausbeutung von Findlingen angewiesen ist. Oppel hat nun diese Kalke nach dem gleichzeitigen Vorkommen von

A. tatricus Pusch.
A. Homaieri d'Orb.

einem angeblichen *A. ptychoicus Qu.* und desgleichen Bruchstücken von *Ter. diphya* den Klippenkalken, also den obersten Juraschichten, resp. (nach damaliger Ansicht) einer Stufe zwischen Jura und Kreide eingereiht. Von den angeführten Bestimmungs-Stücken sind die drei letzten neuerdings aus der Liste als sehr zweifelhaft theils gestrichen, theils im Horizont verändert worden. Die theilweise schlechte Erhaltung der Exemplare, der Mangel an Material liessen hier Raum für vielfache Missdeutungen, welche erst durch neuere Arbeiten ihre Auf-

[1]) Wahrscheinlich am Laubbühl" oberhalb des Legam.

klärung fanden. Einerseits wurde eine veränderte Anschauung über die Stellung der Diphyenschichten, die nun endgiltig zum Jura gezogen sind, gewonnen, andererseits haben die Arbeiten von Zittel u. A. die präcise Bestimmung jener Heterophyllen, *A. tatricus* und verwandter Arten gelehrt, welche schon so manche Verwechslung in der Schichtendeutung verschuldet haben.

Ich habe in der Besprechung der Petrefacten hierüber einige Andeutungen gegeben. Wenn nun auch die neueren Funde die schon von Oppel in das Tithon verlegte obere Grenze unserer rothen Kalke, wie wir unten sehen werden, nicht zu verrücken vermochten, so ist durch sie doch der Nachweis einiger wichtigen Zwischen-Horizonte, nämlich des

A. Murchisonae, der
Posidonomya alpina Gras, des
A. transversarius, des
A. acanthicus

kaum mehr in Abrede zu ziehen.

Der Umstand, dass die Zone des *A. Murchisonae* hier und bei dem benachbarten Hohenschwangau zum erstenmal in den Nordalpen in einer, wie es scheint, ganz eigenthümlichen, derjenigen der Gardakalke ähnlichen Facies auftritt, fordert für sie die ganz besondere Aufmerksamkeit und sind die Präparate des Münchener Museums in dieser Hinsicht von hoher Bedeutung. Wir werden damit bei weiterer Ausbeutung zum erstenmal die Möglichkeit schärferen Vergleichs mit ausseralpinen, jurassischen Ablagerungen, sowie auch mit dem infolge seines Versteinerungsreichthums besser bekannten Jura der Südalpen erhalten.

Es folgt nun weiter: *Posidonomya alpina Gras*, welche nach Oppel's späterer Arbeit von 1863 und Benecke (s. Beiträge 1866) einen den Klausschichten von Hallstatt, den Kalken von Brentonico in Südtirol und oberem alpinen Dogger der Schweizer Alpen u. s. w. gemeinsamen Horizont bedeutet. Wenn *Posid. alpina* nach neuerer Anschauung auch keiner ganz bestimmten Linie der Klausschichten angehört, sondern sich nach oben und unten in dem Complex von Zonen, den diese Kalke bilden, verbreitet, so steht der Annahme, es habe sich der rothe Kalk von Vils (Füssen) im selben Meere mit den übrigen Posidonomyen-Schichten abgelagert, gewiss nichts im Wege. Benecke hält es sogar für wahrscheinlich (Trias und Jura d. Südalpen S. 118), dass der Zusammenhang der betreffenden Meerestheile ein ziemlich directer gewesen sei. Wie dem auch sei: die Gleichalterigkeit der fraglichen Ablagerungen, welche dem oberen Dogger (Quenstedt's braun. Jura δ/ε-pars) zugewiesen werden, ist durch die Beobachtung zur Gewissheit erhoben, dass in den Klippen bei Wien (s. Jahrb. der k. k. geol. R.-A. 1869, S. 222) — in echten Klauskalken — Vilser Terebrateln vorkommen, und zwar zusammen — hier wie dort — mit Formen des französischen Dogger und Oxford. Noch ein weiterer Umstand ist für die Altersfrage entscheidend. Wie wir sahen, enthält der Vilser Kalk in grosser Menge jene ganze Reihe perovaler und biplicater Terebrateln, welche als leitend für die mittlere und obere Stufe

des nichtalpinen Doggers angesehen werden. Wenn nun auch aus diesem Vorkommen schon wegen ihrer Verwandtschaft mit den so ähnlichen jüngeren Formen des Malm nur mit Vorsicht[1]) ein Schluss auf das Alter gestattet ist, so lässt doch der Reichthum der Exemplare eine entsprechend sichere Bestimmung einzelner Arten zu, wodurch namentlich die wichtigen: *T. perovalis*, *T. Philipsii Morris* und *T. bivallata Desl.* für sichergestellt angesehen werden können. Mit den Andeutungen von *A. transversarius* und *A. acanthicus* — deren ersteren auch Waagen (in Oppel's Zone d. *A. transversarius*, S. 253) und Gümbel (Geog. Durchforschung Baierns, S. 68) erwähnt, ist auch eine Trennung der Malm-Ablagerungen in Aussicht gestellt. Es wird bei einigermassen eifrig betriebenem Sammeln, namentlich am Rottenstein, nicht schwer sein, hiefür das nöthige Material in genügender Menge zu erhalten.

Fragen wir nun nach der oberen und unteren Grenze unserer Kalke, so ist von einer Beobachtung directer Auf-, resp. Unterlagerung keine Aufklärung zu erwarten. Wie in diesen alpinen Complexen überhaupt, die eine Vereinigung mehrerer Zonen repräsentiren, sind wir genöthigt, lediglich nach den Fossilfunden zu urtheilen.

A. *aalensis Ziet.* (*Dum.*) mit seinen Zeitgenossen im weitesten Sinn: *A. Nilsoni Heb.*, *A. Germanii d'Orb.*, *A. aff. bicarinatus Ziet.* ziehen die untere Linie etwa mit dem Quenstedt'schen Lias ε/ζ, so dass in diesen rothen Kalken noch ein Stück oberster Lias (im schwäb. Sinn) vertreten wäre, der sich an die Fleckenmergel anschliesst. Gegen oben deuten *A. cf. Benianus*, *iphicerus*, namentlich aber *carachtheis* das Vorhandensein des tithonischen Horizontes an, wornach der rothe Kalk von Vils zunächst als mit diesem abgeschlossen betrachtet werden kann, eine Folgerung, welche auf das ursprüngliche Resultat Oppel's zurückführen würde,

Herr Beyrich hat sich gerade über die Altersbestimmung der Jura-Marmorzüge gar nicht ausgesprochen. Ich selbst verkenne nicht das Wagniss, das darin liegt, ein alpines Massengebilde, das weder durch Schichtung, noch durch petrographische Wechsel die üblichen Anhaltspunkte bietet, auch nur ideal zu gliedern und nach beiden Richtungen abzugrenzen. Dass die Möglichkeit hiezu seinerzeit vorhanden sein werde, dafür hat schon Oppel die feste Zuversicht ausgesprochen, wenngleich auch ihm die Schwierigkeit der Parallelisirung alpiner mit ausseralpinen Schichten klar vor Augen lag, eine Schwierigkeit, die durch das unerwartete Auftreten von Fossilen, die sonst als die sicherst leitenden gelten, so erheblich vermehrt wird. Da aber von einer Reihe alpiner Fundplätze nachgewiesen ist, dass Arten aus tieferen mit solchen, die man sonst leitend für höhere Jura-Etagen ansieht, in den rothen Alpenkalken vergesellschaftet gefunden werden, da ferner, wie die vorausgegangene Liste ausweist, einige wohl bestimmte Arten mit entschieden oberliassischen Formen identisch sind, so wird

[1]) Dumortier hat in seinem mehrfach citirten Werk über die jurassischen Ablagerungen im Rhônebassin nachgewiesen, dass *T. perovalis*, *Eudesi*, *sphaeroidalis*, *curviconcha* schon im oberen Lias auftreten können. Es ist also nur das gleichzeitige Vorhandensein mit entscheidenden Cephalopoden, was diesen Terebrateln einen Ausschlag bei der Altersbestimmung des Gesteines einräumen kann.

es wenigstens gestattet sein, die Reihenfolge von den oberen Fleckenmergeln durch den Dogger, Malm und das Tithon für unsere Kalke als eine ununterbrochene anzunehmen. Die nachgewiesenen Andeutungen der Horizonte des *Am. Murchisonae*, *A. transversarius*, *A. trachynotus* und *acanthicus* geben hiezu wohl hinlängliche Berechtigung. Die weissen Kalke mit *Ter. pala* und *antiplecta* müssten dann als locale und engbegrenzte heteropische Bildung (im Sinne von Mojsisovics) zwischen die Posidonomyen-Gesteine und die untere Grenze der Oxford-Gruppe eingeschoben gedacht werden[1]). Fassen wir nun die entwickelte Anschauung in einem Schema zusammen, so würde sich Folgendes ergeben:

Tithon		ζ (pars)	*A. cf. Benianus Cat.*	
Malm	Kimmeridge	ζ	*A. iphicerus Oppel.*	
	Oxford-Gruppe	β	*A. cf. acanthicus Opp.*	
		α	*A trachynotus Opp.*	
			A. transversarius Qu.	
			A. Hommaieri d'Orb.	
	Kelloway-Gruppe	ζ	*A. mediterraneus Neum.*	Weisse Kalke von Vils und Füssen mit *Ter. pala* und *antiplecta.*
			A. tortisulcatus d'Orb.	
			A. Zignodianus d'Orb.	
		ε	*Sphenodus longidens.*	
			A. Kudernatschi Hauer.	
			A. subobtusus Kud.	Posidonomyen-Gesteine (Klausschichten).
Dogger	Bath-Gruppe	δ	*Posidonomya alpina.*	
			Ter. Gefion Oppel.	
			Ter. cuviconcha Opp	
		γ	*Ter. bivallata Desl.*	**Rother Jura-Marmor** einschliesslich der weissen Kalke mit *Ter. pala* und *antiplecta.*
			A. tatricus Pusch.	
			A. contractus Sow.	
	Unter-Oolith	β	*A. ultramontanus.*	
			A. gonionotus Ben.	
			A. fallax. Ben.	
		α	*A. Murchisonae*	
			A. subinsignis.	
			A. vorticosus Dum.	
			A. opalinus Rein.	
Lias	Oberer Lias	ζ	*A. aalensis (Dum.)*	
			A. Nilsoni Heb.	
		ε	*Ter. Erbaensis Suess.*	
			A. Germaini d'Orb.	
			A. aff. bicarinatus Ziet.	
	Mittlerer Lias	δ	Obere Fleckenmergel.	Weisse Kalke (unterer Theil) vom Weisshaus b. Füssen. (Hierlatz-Schichten) mit *Rhyn. rimata, Cartieri, Rhyn. Fraasii, Deffneri. Ter. Andleri, Partschii.*
		γ	Untere Fleckenmergel.	
	Unterer Lias	β	Rother Lias-Marmor vom Aggenstein.	
		α	Gryphiten-Kalk vom Breitenberg.	

[1]) Dumortier gelangt auf anderem Wege zu einem ähnlichen Resultat, indem er *Rhyn. solitaria Opp.* mit *Rhyn. personata v. Buch.* und *Rh. vilsensis Oppel* mit *Rhyn. bivallata Deslong.* vereinigt, wodurch die weissen Kalke von Vils

Das Vorhandensein der tithonischen Etage nach den allerdings etwas spärlichen Ammonitenresten vorausgesetzt, gelangen wir in der ununterbrochenen Reihenfolge zu

E. den Neocom-Schiefern

vom Breitenberg, Reichenbach, Eldrabach, in welchen vielleicht noch ein Stück der jurassischen (tithon.) Entwickelung enthalten ist. Ein Band weisser oder röthlicher, dünnschieferiger Kalksteine mit rothen und grünen Hornstein-Einlagerungen zieht sich in der angedeuteten Erstreckung den Fleckenmergeln entlang, hat aber bis jetzt nur die wenigen — dem Neocom angehörigen Fossilien — des Verzeichnisses geliefert. Herr Gümbel, der sie am Fusse des Aggenstein und im Kühbache beobachtete, bestimmte sie an ersterer Stelle als oberer Jura, an letzterer als Neocomien. Ich möchte in dieser Altersangabe seiner Meinung sein. Herr Beyrich hat in ihnen, wie schon bemerkt, die Gesammtentwickelung des Jura und der Kreide über den Fleckenmergeln gesehen, ohne dass für diese Anschauung nähere Beweise hätten beigebracht werden können, wenigstens sind die mit Sicherheit bestimmbaren Formen nur dem Neocomien, die unsicheren Aptychen aber ohne Zweifel nur oberstem Jura angehörig.

Ein directer Bildungs-Zusammenhang mit den jenseits des Gebirges an der Kirche von Grän anstehenden Aptychenschiefern, an welchen noch Escher (Geog. Bem. 1853, S. 9), und auch Herr Gümbel (Geol. R.-A., Jahrbuch 1856, S. 31) u. A. glauben wollte, dürfte wohl nicht anzunehmen sein, da beide auch petrographisch wohl unterschieden sind.

Sehen wir nun unsern Schiefer als die letzte Altersstufe des Jura (Tithon) zusammt dem Neocom an, so folgt endlich

F. Die mittlere Kreide

von Lehbach, Kühbach und Zitterbach.

Ein Zug dunkelschwarzer, wohlgeschichteter Thonschiefer lässt sich aus den Bachrissen am Legam über den Kühbach der ganzen Länge des Zitterbachs entlang bis zu dem Sattel verfolgen, der am Südfusse des Rottenstein-Felsens die Wasserscheide zwischen Zitterbach und Eldrabach bildet. Hier scheint sich der Zug auszukeilen und theilt so den Juramarmor in zwei Arme, deren einer durch die Linie Legam-Rottenstein bezeichnet ist, während der andere sich an das Gehänge des Hauptmassivs anlehnt. Oppel hat noch diesen Thonen ihre Stellung im System angewiesen (Jahrb. f. Min. 1861). Von den 29 von ihm signalisirten Kreidespecies sind nach gefälliger Mittheilung von Herrn Prof. Zittel nur 9 mit Sicherheit bestimmbar, worüber das Verzeichniss (s. vorne) Aufschluss gibt. Nach diesen Funden (zu denen sich noch ein neuerdings gefundener *Inoc. cf. con-*

---

etwas über die Schichten der *Posid. ornati Qu.* zu stehen kämen. Zu bemerken ist, dass Dum. überlagernde Schicht noch *A. macrocephalus* und *hecticus* führt, welche mit *A. Lochensis Oppel* und *plicatilis Sow.* vergesellschaftet sind (cf. Dum. l'Oxfordien inf. de l'Ardèche 1871, S. 41).

centricus gesellt) würde das Bildungsalter bis zum mittlern und obern Gault, also

der untern bis mittlern Kreide

sich erstrecken. Fortgesetztes Sammeln wird bei dem verhältnissmässigen Reichthum der Thone an Fossilien ohne viele Mühe noch reiches Material zur Hand liefern.

Ich will nicht unterlassen, hier auch noch auf untergeordnete Einschlüsse in den Kreidethonen hinzuweisen, welche für das Wiedererkennen der Schichte in den unwegsamen Schluchten der Gebirgsbäche erleichternd sein können. Es sind dies Kugelconcretionen von Haselnuss- bis Faustgrösse, die, in die Thone eingebettet, anscheinend aus dunkelgrauem Sandstein, mit einem weisslichen centralen Kern im Innern, bestehen. Wie die Analyse gelehrt hat, ist das Material der Hauptsache nach Gyps und kohlensaurer Kalk. Es möchten diese Absonderungen wohl zu identificiren sein mit den so vielfach von anderwärts aus Kreide-Absätzen beschriebenen „Phosphat-Kugeln", worüber ich mich des Näheren in den Verhandlungen der geol. R.-A. 1880, Nr. 6, S. 88 ausgesprochen habe.

Die Betrachtung der wenigen Kreidereste um Vils soll nicht geschlossen werden ohne die Hindeutung darauf, dass auch durch sie die Beobachtungen Herrn Gümbel's über die Trennung des alpinen Procaen-Reiches in mehrere Provinzen wieder bestätigt sind. Während jenseits (auf dem linken Ufer) des Vilsbaches und von seiner Einmündung in den Lech, längs dem Faulenbach-Rücken, um den Alatsee bis Füssen die Orbituliten-Breccien der oberbairischen Provinz an mannigfachen Fundstellen auftreten, befinden wir uns mit unseren Kreide-Absätzen — also zum Theil nur wenige Kilometer von den vorigen entfernt — gänzlich im Gebiet der helvetischen Provinz, die eben durch die Entwickelung der Gault- und Neocom-Stufen gegenüber den Orbitulinen-Kalken charakterisirt ist. Die Ablagerung dieser verschiedenen Facies aus einem Meere vorausgesetzt, müsste die trennende Barrière beider Bassins (oder der Abfall im Meeresboden) vom Grünten, der auch der helvetischen Provinz angehört, dem Vils-, Wertach- und Lechthal entlang gegen Füssen (Reute) sich erstreckt haben. Bruchstücke von Caprotinen aus weissem, porcellanartigem Gestein, welche bei Rossschläg, aus den Musauer Bergen kommend, also südlich der Einmündung der Vils in den Lech gegen Reute, gefunden wurden, beweisen, dass die helvetische Ausbildung auch gegen Südosten sich fortsetzt.

---

32. Band. 1882. JAHRBUCH II. Heft.

DER

KAIS. KÖN. GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.

Geologische Studien in den ostgalizischen Miocän-Gebieten.

Von Dr. Vincenz Hilber.

I. Das ostgalizische Flachland im Allgemeinen.

Die vorliegende Abhandlung wurde veranlasst durch die von mir in den Sommern der Jahre 1879 und 1880 im Auftrage der k. k. geologischen Reichsanstalt durchgeführten geologischen Specialaufnahmen in den ostgalizischen Ebenen. Eine zu Beginn dieser Thätigkeit mit Herrn Dr. Oscar Lenz gemachte Orientirungsreise in der Gegend zwischen Stanislau und Buczacz führte mir die in diesem Landstrich entwickelten geologischen Elemente vor Augen. Wir betraten bei Stanislau das Grenzgebiet zwischen dem welligen Hügellande der Salzformation am Fusse der Karpathen und der nördlich von demselben sich ausbreitenden podolischen Platte, welche hier einen langen, von den Wellen der goldenen Bistritza bespülten Streifen ihres südlichen Steilrandes aufweist. Nicht so weit ist hier ihr Schichtengefüge blosgelegt, als in den tiefen Einrissen der südöstlichen Gegenden des galizischen Podoliens, wo Silur, Devon, Jura und obere Kreide in langgezogenen Profilen auf einander folgen, eine erst weiter im Osten, schon ausserhalb des Landes entblösste grosse Granitplatte überlagernd. Bei Stanislau ist das tiefste sichtbare Glied die oberste Kreide, welcher in verschiedenartiger Entwicklung tertiäre und diluviale Bildungen auflagern.

Der allgemeine Eindruck des ostgalizischen Landes ist öfters geschildert worden. Das von den tief eingerissenen Flüssen zerstückelte Tafelland, dessen Höhen bald dichte Forste decken, bald auf weite Strecken auch vereinzelten Baumschmuckes entbehren, tritt in ähnlichen landschaftlichen Gegensatz zu dem dunklen, im Süden sichtbaren Karpathenringe, wie die weite Tiefebene im äussersten Norden des Landes zu ihm selbst.

Wir haben hier die landschaftlich sowohl, als geologisch verschiedenen Bestandtheile Ostgaliziens erwähnt: das karpathische Hochgebirge, die subkarpathische Salzthonbildung, deren vielfach gebogene und zum Theil überschobene Schichten noch an den tektonischen Störungen jenes Kettengebirges theilnehmen, das podolische Plateau und die Tiefebene. Nur im Gebiete der beiden letzteren

bewegten sich die Untersuchungen, welche dieser Abhandlung zu Grunde liegen.

Die podolische Platte ist ein natürlich umgrenzter Theil des uralisch-karpathischen Landrückens. Sie beginnt westlich vom unteren Dnieper und zieht sich in westlicher Richtung durch Podolien und Süd-Volhynien nach Ostgalizien hinein. Ihr galizischer Antheil ist folgendermassen begrenzt: Südlich von Brody geht der nördliche Plateaurand nach Galizien über, verläuft von dort anfangs nach Westen, wendet sich dann nach Südosten und wieder nach Westen, wodurch die Einbuchtung bei Ponikwa entsteht, biegt dann zwischen Olesko und Białykamien neuerlich nach Südosten, bei Złoczów wieder nach Westen, um von da in ziemlich gerader Richtung Lemberg zu erreichen. Diese Stadt liegt in einer kleinen Bucht des Plateaus. Westlich von Lemberg sendet dieses einen Ast in nordnordwestlicher Richtung nach Russisch-Polen, welchen ich als Lemberg-Tomaszower Rücken bezeichne; die Plateaugrenze selbst wendet sich nach Süden und erreicht zu Rozwadów bei Mikolajów den Dniester. Der Lauf dieses Flusses bildet eine kleine Strecke weit die Grenze des Plateaus, dessen Rand nunmehr nach Südosten und weiterhin nach Osten verläuft. Bei Niżniow überschreitet das Plateau den Strom, um im Bogen der subkarpathischen Salzthonzone zu folgen. Als eine nur in der Reliefform verschiedene Fortsetzung des Plateaus müssen wir das Hügelland der Bukowina betrachten.

Die Art der Begrenzung der podolischen Platte ist verschieden. Zwischen Brody und Lemberg senkt sich diese zumeist plötzlich mit einem Steilrande gegen die Tiefebene; nur stellenweise wird die Plötzlichkeit des Ueberganges durch vorliegende niedrige Kuppen gemildert. Die westliche Abdachung ist sanfter; nur wo, wie bei Żurawno, der Dniester das Plateau annagt, ist auch hier ein Steilrand vorhanden. Im Süden ist nur gegen die heutigen Thalfurchen ein ausgesprochener Steilrand und mit ihm eine scharfe Grenze gegen die subkarpathischen Bildungen gegeben.

Zur Bezeichnung des so umschriebenen Tafellandes mit dem Namen podolisches Plateau ist zu bemerken, dass sich die durch das Beiwort angedeutete geographische Lage zwar nicht mit der wirklichen Erstreckung vollständig deckt, dass aber die Hauptmasse des Plateaus in Podolien (dem „Schluchtenlande"), zu welchem auch der nördlich vom Dniester liegende Theil Südost-Galiziens gehört, gelegen ist. Die Ausdehnung durch den Namen erschöpfend zu bezeichnen („galizisch-podolisch-volhynisches" Plateau) dürfte ebensowenig zweckmässig sein, als die Anwendung der zusammengesetzten und doch nicht umfassenden Namen „podolisch-volhynisches" (du Bois) oder „galizisch-podolisches" Plateau (Niedzwiedzki, der Verfasser, und Andere).

Die orographischen Verhältnisse des Plateaus bieten in den verschiedenen Theilen einigermassen abweichende Verhältnisse dar. Die bezeichnendste Entwicklung des Tafellandes liegt im Südosten seines galizischen Antheils. Dort fliegt der Blick über eine weite, wellige, baumfreie Ebene, welche von steilwandigen engen Thälern und Schluchten zerschnitten ist. Endlos lang kann man das auf- und niedersteigende

weisse Band der Reichsstrasse über die lössbedeckten Terrain-Undulationen hin verfolgen.

Anders ist es im nordwestlichen Plateautheile, in der weiteren Umgegend von Bóbrka. Dichte Buchenwälder breiten sich über die Hochebene, deren Wellen aber nicht so regelmässig verlaufen, sondern vielfach durch steile, zuweilen steinige Hügel gestört werden. Die grossen Wälder, die felsigen Schluchten schaffen Scenerien, welche den Gebirgsländer an die heimatlichen Berge erinnern.

Auf dem Plateau, und zwar ganz nahe seinem nördlichen Rande, liegt ein Theil der grossen europäischen Wasserscheide zwischen den nordischen und atlantischen einerseits und den mediterranen Gewässern andererseits. Dem entsprechend liegen die höchsten Punkte des Plateaus nahe seinem Nordrande und dacht sich dasselbe allmählig gegen Süden und Südosten, der vorherrschenden Richtung seiner Entwässerung, ab. Der höchste Punkt des ganzen Plateaus ist die Kamula bei Romanów (Przemyślany W.), welche 477 Meter über das adriatische Meer reicht. Andere hochgelegene Punkte befinden sich in der Nähe mit 472 und 461 Metern. Beträchtliche Höhe erreichen ferner Wapiniarka (Slowita O.) 471 M.; Poreby (SO. von Podhorce bei Olesko) 455 M.; Podkamien bei Brody 446 M.; Chomberg bei Hryniów 444 M.; Wysoki kamien bei Holubica 444 M.; Kozakowa góra (Zloczów SO.) 440 M.; Berg Gontowa 425 M. Meist hält sich die Plateauhöhe in den nördlicheren Theilen zwischen 360 und 420 Metern. Die eingeschnittenen Rinnsale reichen aber auch hier ziemlich tief hinab. Wo der Bug-Fluss bei Białykamien das Plateau verlässt, beträgt die Höhe seiner Thalsohle 253 Meter, ja, der kleine Gnila-Bach schneidet sein Bett bei Bursztyn bis auf 227 Meter Meereshöhe ein.

Geringer sind die Plateauhöhen und tiefer die Einschnitte im Südosten. Der Dniester-Spiegel bei Zaleszczyki liegt in der absoluten Höhe von 104 Metern.

Der Dniester nimmt eine Reihe ziemlich gerade nach Süden mit leichter Richtung nach Osten strömender Flüsse auf und führt sie, vereint mit den ihm von der Karpathenseite kommenden Zuflüssen dem schwarzen Meere zu.

Die Plateaubäche nördlich der Wasserscheide vereinigen sich im Bug-Flusse, welcher, in die Weichsel mündend, unzweckmässiger Weise mit einem Zuflusse des schwarzen Meeres gleichnamig ist. Aber nicht alle Gewässer des Plateau-Nordrandes gehen in die Ostsee. Was in der Nähe von Brody dem Plateau entströmt, fördert der Styr in den Dnieper und dieser ins schwarze Meer. Im Westen von Brody verlässt also die europäische Wasserscheide merkwürdiger Weise den sich ganz gleichmässig fortziehenden Plateaurand und verläuft unter einem rechten Winkel umbiegend durch die Tiefebene nach Norden bis nördlich der Stadt Kobrin, von wo aus sie in fast gerader nordöstlicher Richtung Russland bis an den Ural hin durchschneidet. Unbeschadet der Zugehörigkeit zu demselben Sammelbecken jedoch sind am Plateaurande südlich von Brody zwei entgegengesetzte Entwässerungs-Richtungen vorhanden, indem der Styr und seine Quellbäche anfänglich eine nördliche, die Bug-Zuflüsse eine südliche Richtung besitzen. Die dadurch entstehende secundäre Wasserscheide ist der Richtung, den geologischen und oro-

graphischen Verhältnissen nach die Fortsetzung der Hauptwasserscheide.

Das Gefälle der Gewässer ist ein geringes. Die Thäler sind häufig von sumpfigen Moorbildungen ausgefüllt oder von ausgedehnten Teichen eingenommen. Namentlich verbindet in den von mir untersuchten Gegenden der Seret-Fluss von Pieniaki an bis über Załośce hinab eine Reihe riesiger Teiche, welche durch künstliche Absperrung des Thales mittels Dämmen erzeugt wurden. Reich an Fischen und wildem Geflügel, liefern sie dem polnischen Juden seine Fischgerichte, der Gutsherrschaft hohen Pachtzins und das Vergnügen der Jagd auf die Schaaren der Wasservögel, welche die Teiche bevölkern.

Der Lemberg-Tomaszower Rücken zeigt den Plateaucharakter nur stellenweise ausgeprägt. Es ist ein sanft abfallender Höhenzug, von welchem aus sich nach Osten und nach Westen langgestreckte Rücken in die Tiefebene abdachen. In der Umgebung von Dziewięcierz (Rawa ruska W.) dagegen gewinnt der Höhenrücken Plateaucharakter. Eine kleine wellige Hochebene breitet sich aus, welcher zahlreiche Kalkstein-Kuppen aufgesetzt erscheinen. In dem von mir untersuchten Theile dieses Höhenzuges liegt die höchste Erhebung nicht in dem Hauptzuge, sondern in einem seiner seitlichen Ausläufer; es ist die Kamienna góra südwestlich von Żołkiew, welche 404 Meter Meereshöhe erreicht, während der höchste Punkt des Hauptzuges in meinem Gebiete, der Haraj, Magierów SW., nur 396 Meter hoch ist.

Steilere Abfälle sind nur in den seitlichen Ausläufern entwickelt. So in den südlichen Umgebungen von Żółkiew und von Rawa ruska. An letzterem Punkte ist der Abfall terrassirt.

Der Lemberg-Tomaszower Rücken bildet die Wasserscheide zwischen den Flüssen San und Bug.

Der Schichtenbau des ostgalizischen Hügellandes ist, so reichen Wechsel er auch im Einzelnen bietet, leicht zu überblicken.

Nur die paläozoischen Schichten des Südostens zeigen nach Alth [1]) eine leichte Neigung nach Westen, nach Blöde flache nordsüdlich streichende Wellen [2]). Fast alles Uebrige hat keine anderen Störungen erlitten, als die, welche durch die Gleichgewichtsstörungen in Folge der Erosion bedingt sind.

In den von mir aufgenommenen Gegenden ist als ältestes Schichtenglied der senone Mergel entblösst, welcher ein durch die jüngeren Absätze verschüttetes Hügelland darstellt. Miocäne und diluviale Schichten mit reicher chorologischer Sonderausbildung machen seine Bedeckung aus.

Der nördliche Plateaurand, der Lemberg-Tomaszower Rücken und die Landesgrenze umgeben die ostgalizische Tiefebene.

Ihre Terrain-Undulationen sind weit schwächer, als jene der Hochebene. Aus den meilenweit sich dehnenden Sandstrecken, den Sümpfen der Kreidemergel-Einsenkungen erheben sich hie und da fruchtbare Lösshügel, die Oasen dieses traurigen Landstriches.

Die Meereshöhe dieser Gegend hält sich ungefähr um 210—220 Meter, wenn man von den aufragenden Löss- und Kreidehügeln absieht.

---

[1]) Die paläoz. Geb. Pod. I, pag. 21, 1874.

[2]) Beiträge z. Geol. d. südl. Russland. Neues Jahrb. f. Min. 1841, pag. 505.

II. Literatur.

Das nachfolgende Verzeichniss umfasst die Literatur der in den galizischen Ebenen von der Senonkreide aufwärts vertretenen Bildungen. Um dasselbe auch für den weiteren Fortschritt der Aufnahmen brauchbar zu machen, wurden die Publicationen über Westgalizien in gleicher Weise berücksichtigt.

Von den Arbeiten über die galizische Naphta mussten einige wegen Erörterungen über die miocäne Salzbildung aufgenommen werden.

Für die in germanischen oder romanischen Sprachen erschienenen Arbeiten wurde die möglichste Annäherung an Vollständigkeit angestrebt.

In Bezug auf die slavische Literatur, welche ebenfalls nahezu vollständig aufgenommen sein dürfte, war ich auf Referate, Citate und gefällige mündliche Mittheilungen angewiesen. Für Letztere habe ich den Herren E. v. Dunikowski, St. Kontkiewicz und L. v. Szajnocha zu danken. Herrn M. Lomnicki verdanke ich schriftliche Angaben über die neuesten Erscheinungen der polnischen Literatur.

Aus der Bezug habenden Literatur der angrenzenden, geologisch ähnlichen Länder, Schlesien, Russisch-Polen, Podolien, Volhynien, Bukowina wurden die wichtigeren Arbeiten berücksichtigt.

Ferner mussten einige, kein specielles Gebiet behandelnde Arbeiten wegen ihrer Bezugnahme auf galizische Vorkommnisse genannt werden.

1670. A relation concerning the sal gemme in Poland. Philosoph. Transact. V, p. 1099.

1721. **Rzączyński.** Gab. Soc. Jesu. Historia naturalis curiosa regni Poloniae, magniducatus Lithuaniae annexarumque provinciarum in tractatus XX divisa etc. Sandomiria.

1745 — — Actuarium historiae naturalis regni Poloniae, Magni Ducatus Lithuaniae annexarumque provinciarum. Opus posthumum. Gedaniae.

1762. **Guettard**. Mémoire sur la nature du terrain de la Pologne et des minéraux, qu'il renferme. Mém. Ac. des sciences de Paris.

1764. — — Mémoire sur la nature du terrain de Pologne et des minéraux, qu'il renferme. Histoire de l'Academie des sciences de Paris pour 1762. Paris.

1781 u. 1784. **Carosi's** etc., Johann Philipp v. Reisen durch verschiedene polnische Provinzen mineralischen und andern Inhalts. II Theile. Leipzig.

1783. **Ladowski**, Remigius. Naturgeschichte des Königreiches Polen etc. Krakau (poln.).

1787. **Möller**, Joh. Wilh. Reise von Volhynien nach Cherson in Russland. Hamburg.

1794. **Hacquet**. Ueber die Salzberge in Siebenbürgen und Galizien. Götting. gelehrte Anzeigen. Nr. 41. —
Moll's Jahrb. f. Bergbau. T. I.

1804. **Ferber**. Relation von der ihm aufgetragenen mineralogischen berg- u. hüttenmännischen Reise durch einige polnische Provinzen. Herausgegeben nach dessen Tode vom Bergrath Voigt. Rudolstadt.
Pusch sagt über dieses Werk: „Ferber war zu gleicher Zeit mit Carosi in Polen, besonders wegen der zwischen 1780—1790 unternommenen Versuche zur Auffindung von Steinsalz. Seine Relation hätte besser ungedruckt bleiben können, denn das Meiste steht schon im Carosi."

1804. **Ladowski**, Remigius. Naturgeschichte des polnischen Landes, 2 Theile. Krakau (poln.).

1805. **Staszic**, Stan. Ueber die Geognosie der Karpathen und der anderen Gebirge und Ebenen Polens. Warschau (polnisch).

1806. **Staszic,** Stan. Carta geologica totius Poloniae, Moldaviae, Transylvaniae et Valachiae. (Nach einem im Besitze des Hrn. Dr. L. R. v. Szajnocha befindlichen Exemplare.)

180 Ausscheidungen von Gesteinen und Mineralvorkommen. Die Ausscheidungen sind ohne Grenzlinien durch eingetragene Ziffern vorgenommen. Die Terrainzeichnung ist nach Art der Landschaftsskizzen ausgeführt.

1810. **Rost,** P. Beitrag zur Geognosie von Süd-Polen. Berlin.

1815. **Schindler,** Carl Ritter v. Geognostische Bemerkungen über die karpathischen Gebirge in dem Königreiche Galizien und Lodomerien und die Art, nach welcher die an diesen Gebirgen liegenden verschiedenen Mineralien am leichtesten und zuverlässigsten aufgefunden werden können. Mit 1 Karte. Wien, Camesina'sche Buchhandlung.

Enthält einige allgemeine Bemerkungen über das galizische Tertiär.

1816. **Borkowski,** Dunin, Graf. Einige Notizen über Fossilien aus Ost-Galizien und der Bukowina. Leonhard's Taschenbuch f. d. ges. Miner. X, p. 294.

1819. **Beudant,** F. S. Mémoire sur les environs de Wieliczka. Journ. de Phys. LXXXVIII.

1819. **Razoumovski,** Comte de. Coup d'oeil géognostique sur le Nord de l'Europe en général et particulièrement de la Russie. Berlin.

Pusch: „Die in diesem Werk uns mitgetheilten Beobachtungen des Herrn v. Laffert in Podolien und Süd-Russland sind schätzenswerth."

1822. **Oeynhausen,** Carl v. Versuch einer geognostischen Beschreibung von Ober-Schlesien und den nächst angrenzenden Gegenden von Polen, Galizien und Oesterreichisch-Schlesien. Nebst einer geognostischen Karte und drei Specialabrissen. Essen. p. XXXIV und 471.

Daten über Gyps- und Salzquellen, sowie über deren Zusammenvorkommen.

1823. **Besser.** Géographie physique de Volhynie. Bull soc. des nat. de Moscou VI, p. 188.

1825. **Lill v. Lilienbach,** Karl. Die Steinsalzgebilde in den Alpen und den Nord-Karpathen. Eine geognostische Parallele. Prechtl's Jahrbücher des k. k. polytechnischen Institutes in Wien, VI. Bd. p. 166—189.

„Die Steinsalzgebilde der Nord-Karpathen mit dem sie begleitenden Anhydrit, Gyps und Schwefel nehmen ihre Stelle in den obersten Schichten der gemischten alten Kalkstein-Formation oder zwischen dieser oder dem darüber gleichförmig gelagerten bunten Sandstein ein." Die Steinsalzgebilde bilden die Unterlänge der grossen Sandstein-Formation der Nord-Karpathen."

1825. **Mancs.** Notice géologique sur la Silésie et la partie limitrophe de la Pologne. Paris. Annales des Mines. T. XI. Livr. 4, p. 3—70.

1827. **Thürnagel.** Bemerkungen über Wieliczka und Bochnia. Karsten's Archiv f. Min. XII, p. 337—365.

1828. **Engelhardt.** Prachtwerke der Unterwelt, Seltenheiten in Oesterr.-Ungarn, Siebenbürgen, Polen. Wien T. I—III.

1829—1831. **Eichwald.** Zoologia specialis, quam expositis animalibus tum vivis, tum fossilibus potissimum Rossiae universae et Poloniae in specie. Vol. III. Wilnae.

1829. **Pusch.** Ueber die geognostische Konstitution der Karpathen und der Nord-Karpathen-Länder. Karsten's Archiv f. Min. etc. I. p. 29—55.

Ausführlicher in seiner Geologie von Polen.

1830. **Andrzejowski,** A. Notice sur quelques coquilles fossiles de Volhynie et Podolie. 3. Taf. Bulletin soc. nat. de Moscou. II, p. 90).

1830. **Becker,** W. G. E. Die Flötzgebirge im südlichen Polen, besonders in Hinsicht auf Steinsalz und Soole. Mit 1 geogn. Karte. Freiberg.

Referat. Neues Jahrb. f. Min. 1832, p. 252.

1830. **Blöde.** Ueber die Uebergangs-Gebirgs-Formation im Königreich Polen nebst einer vorangehenden Uebersicht der sämmtlichen Gebirgs-Formationen von Polen und einer nachfolgenden Aufstellung der hierin vorkommenden Mineralien. (Werk u. Druckort desselben blieben dem Referenten unbekannt.)

1830. **Boué,** Dr. Ami. Aperçu sur le sol tertiaire de la Galicie. (Journ. de Géologie I, p. 337—354. II, p. 1—21. Auszug im Bull. soc. géol. de France I, p. 15 bis 19.)

Das karpathische Salzgebirge ist tertiär. Zahlreiche Reisebeobachtungen auch im Tieflande.

1830. **Buch.** L. v. Katalog der tertiären Petrefacten, die Eichwald und Dubois in Podolien und Volhynien gesammelt haben.
Karsten's Archiv f. Min. 2. F. II, Heft 1, Jahrb. d. Geol. II, Heft 5.

1830. **Eichwald.** Geognostische Bemerkungen während einer Reise durch Lithauen, Volhynien und Podolien im Jahre 1829. Karsten's Archiv f. Min. etc. II. p. 113—126·
L. v. Buch. Nachschrift. Jb., p. 126—134
Die drei Hauptglieder des Tertiärs: Töpferthon, Seemuschelkalk und Seemuschelsand, sind nach ihren Fossilien gleichzeitige Bildungen. Kieseliger Süsswasserkalk als Conglomerat entwickelt mit *Lymnaeus*, dem *stagnalis* verwandt, und *Planorbis*, dem *Pl. spirorbis*, *vortex*, *contortus* und *corneus* nahe kommend, liegt häufig im Lehmlager über der Kreide. (Eichwald). Buch gibt eine Fossilliste.

1830. **Keferstein**, Ch. Ueber das sogenannte Knistersalz in den Salzgruben zu Wieliczka. (Schweigger Journ. LIX = Jahrb. XXIX, p. 252—256.)

1831 **Du Bois de Montpéreux**, Frédéric. Conchiologie fossile et aperçu géognostique des formations du plateau Volhyni-Podolien. Avec huit planches et une Carte. Berlin, 76 Seiten.
Tertiärformation:
1. Thon. Fossilarm, mit Rollkieseln, trennt, wo er auftritt, Kreide und Sandbildung.
2. Sand und Sandstein. Reich an marinen Conchylien.
3. Oolith und Cerithienkalk. In weichen weissen Kalkzwischenlagen des ersteren *Cerithium rubiginosum* und *C. bacchatum* (als Synonym ist *C. mitrale Eichw.* angegeben). Der Letztere enthält *Cer. rubiginosum* und *C. bacchatum* und *C. plicatum var.* („*lignitarum Eichw.*"), *Buccinum bacchatum* und *B. reticulatum*, *Ranella granifera*, *Melania Roppii*, *M. laevigata* etc.
4. Serpulenkalk und mariner Grobkalk. „Es ist unmöglich, den Serpulenkalk und marinen Grobkalk zu trennen, aus welchen man eine quaternäre Formation machen könnte." (Dies ist auf du Bois' Karte geschehen.) „Es ist dies wenigstens die neueste Tertiärbildung des wolhynisch-podolischen Plateaus." Der Grobkalk enthält *Cardium lithopodolicum*, *Modiola*, *Mytilus*, *Pholas*. Der Serpulenkalk (mit *Cardium*) ist in ihm bankförmig eingeschlossen. Den untergeordnet auftretenden Ligniten und Süsswasserbildungen vermag du Bois ihre Stelle in der Schichtenreihe nicht zuzuweisen. Als Alluvien werden lettige Erde mit Rollkiesel und schwarze Erde angeführt. Es folgt die Beschreibung und Abbildung der aufgefundenen Fossilien (110 sp.), welche zum grössten Theile (92 sp.) aus dem Sande von Szuskowce bei Bialozurka stammen.

1831 à 1832. **Deshayes.** Observations sur l'ouvrage de M. Dubois, intitulé „Conchyologie fossile du Plateau Wolhyni-Podolien, 1831. Bull. soc. géol. de France. II, p. 222.
Die einzelnen Species werden einer Kritik unterzogen.

1831. **Eichwald.** Naturhistorische Skizze von Litthauen, Wolhynien und Podolien in geognostischer, mineralogischer, botanischer und zoologischer Hinsicht. 3 Tafeln. Wilna.
Geologische Uebersicht als Resultat einer viermonatlichen Reise und Aufstellung neuer Fossilienspecies mit kurzer lateinischer Diagnose ohne Abbildung.

1832 **Andrzejowski**, A. Catalogue des Coquilles fossiles du Plateau Volhynie-Podolien de la collection du Lycée de Volhynie. (Separatabdruck aus den Bull. de la soc. des nat. de Moscou, p. 559—567.)

1832. — — Remarques sur l'ouvrage de M. Frédéric Du Bois de Montpéreux, ayant pour titre: Conchyologie fossile etc. (Separatabdruck aus dem Bull. de la soc. des nat. de Moscou, p. 513—558.)

1833. — — Coquilles fossiles de Volhynie et de Podolie. 3 Tafeln. (Bull. soc. imp. des naturalistes de Moscou. Tome VI, p. 437—451.)

1833. **Blöde.** Nachträge zu meiner Schrift über die Uebergangs-Gebirgs-Formation im Königreich Polen etc. mit Berücksichtigung der Abhandlungen der Herren Schneider und Becker. Neues Jahrbuch f. Min., p. 129—171.
Am Schlusse eine Formationstabelle Der Gyps des Königreiches Polen wird in die Kreide gestellt.

1833—1834. **Lill de Lilienbach.** Description du bassin de la Gallicie et de la Podolie. Mém. soc. géol. de France. I, pag. 45—105. Mit einer Karte. (Neues Jahrb. f. Min. etc. 1833, p. 679 angezeigt u. ib. 1836, p. 233 referirt.)

Der calcaire compacte (Janow. Białykamien, Tarnopol, Chorostkow) enthält bald Meeres- bald Süsswasserconchylien, Gyps liegt auf dem Tertiärkalk sowohl, als in der Kreide. Der grüne Sandstein (zu Baranow mit *Pecten pleuronectes*) liegt unter der Kreide.

1833. **Mielżynski,** Ign. Notiz über die Art, wie man in Polen den Bernstein in der Erde findet. Neues Jahrb. f. Min., p. 620.

Der Verfasser hat zu Chobieniec, 10 Stunden von Posen entfernt, an der Brandenburger Grenze nach Bernstein graben lassen. Die Schichtenfolge ist von oben: Schwarze Erde, Thon, Töpferthon, gelblichweisser Sand. In letzterem allein fand derselbe (gelben) Bernstein, obwohl er zuweilen auch in den anderen Lagen vorkommen soll.

1833. (1. Theil), 1836 (2. Theil). **Pusch,** Georg Gottlieb. Geognostische Beschreibung von Polen, sowie der übrigen Nordkarpathenländer. 2 Theile 338 u. 695 Seiten. Mit einem geognostischen Atlas. Stuttgart u. Tübingen.

Einleitung. Relief des Landes. Allgemeines über Gesteine und Formationen. Specielles über die Formationen. Anhang. Bernstein im Karpathensandstein an der Zipser Magóra, bei Lechnitz in der Zips und bei Mizun (2. Th. p. 100). Der Gyps wird zur Kreide gestellt, mit Ausnahme desjenigen von Zaleszczyki; „dieser allein dürfte dem Pariser Gyps parallel sein.“ (2. Th., p. 461). Das tertiäre Alter der karpathischen Salzformation wird bestritten (p. 631, 2. Th.) und ihre Gleichalterigkeit mit dem alpinen Salz wahrscheinlich zu machen gesucht (2, p. 173).

Tertiär (2. Th., p. 427—549). Zu unterst die Formation des plastischen Thones und der Braunkohlen, *a*) Nördliche Gruppe; Bernsteinvorkommen. *b*) Südliche Gruppe (Galizien, Podolien u. Bukowina). Bernstein in den Braunkohlensandsteinen Galiziens. *b*) gehört höchst wahrscheinlich der unteren Abtheilung des Grobkalkes an.

Formation des Grobkalkes in Westpolen und jüngeres Tertiär in Volhynien und Podolien. Formation des tertiären Sandsteins und seiner Nebenglieder in Westpolen.

Die untersten Schichten Westpolens hält Pusch für „parallel dem Pariser Grobkalk“; die oberen, mehr sandigen trennt er davon unter dem Namen: „Der tertiäre Muschelsandstein“. In Ostpolen und namentlich in Podolien scheint ihm die Trennung schwieriger, „dort herrschen offenbar mehr subapenninische Gebilde, die sich nach unten zu aber mit braunkohlenführenden Schichten verbinden, welche im Gestein und in den Petrefacten dem westpolnischen Grobkalk ähnlich sind.“

Diluvium (Lehm, Sand mit Urfelsblöcken, welche immer, sich reihenweise fortziehend, die Gipfel und oberen Gehänge der Hügel und Hügelketten einnehmen, welche die Ebene unterbrechen). Alluvionen.

Mit Rücksicht auf die von Pošepny vertretene Ansicht der subaërischen Bildung des Salzlagers von Wieliczka scheint von Interesse, dass bereits Pusch dieselbe Ansicht, wenn auch vorsichtiger, ausgesprochen (p. 400).

„Ja selbst in der Atmosphäre ist eine fortdauernde Salzerzeugung höchst wahrscheinlich, nicht allein deshalb, weil in manchen, weit vom Meere entfernten Landstrichen die feuchten Winde Salz mit sich führen, sondern weil auch unsere gewöhnlichen atmosphärischen Wässer sehr bedeutende Quantitäten Salz der Erde zuführen (Brandes in Schweigger's Jahrb. d. Chemie und Physik, Bd. XXIII, p. 153 sq.)“ . . . . .

„Alle diese Umstände und Erfahrungen sprechen zu sehr für eine fortdauernde Erzeugung von Kochsalz und anderen Salzen auf und nahe unter der Oberfläche der Erde, als dass wir sie ganz ableugnen könnten, und wenn sie hier stattfindet, so ist kein Grund vorhanden, sie in gewissen tieferen Erdschichten nicht ebenfalls annehmen zu dürfen.“

1834. **Bayo,** Ezquerra del. Vorkommen des Schwefels zu Swoszowice bei Wieliczka. Neues Jahrb. f. Min., p. 401—402.

„Die schwefelführende Formation von Swoszowice steht mit der von Wieliczka in Verbindung“, scheint „aber unter der Letzteren ihre Stelle einzunehmen.“

Das Hauptgestein ist ein grauer Mergel, muthmasslich ident mit dem des Liegenden von Wieliczka. Schwefel in geringmächtiger, regellos gewundener, gegen Wieliczka geneigter Lage. Darüber mergeliger Sandstein. In beiden letztgenannten Schichten Braunkohlen, mit Gypslagen wechselnd. Kohle, Schwefel, vielleicht selbst Gyps gleichzeitig entstanden.

1834. **Schneider**, Adolph. Geognostische Bemerkungen auf einer Reise von Warschau durch einen Theil Lithauens und Volhyniens nach Podolien. Mit 1 Karte.

Karsten's Archiv f. Min. etc. VII, p. 311—368.

Aus einer Anzahl von Profilen ergibt sich dem Verfasser folgende Schichtenfolge des Tertiärs:

1.	Töpferthon ·	2— 8 Fuss
2.	Meeressand mit schwarzen Feuersteingeschieben, Conchylien und kleinen Knochen · · · · · · · · · · · · · · · · ·	20— 28 „
3.	Mergelkalk mit untergeordneten Kalksteinstraten · · · · · ·	30— 37 „
4.	Dichter Kalkstein ·	12— 20 „
5.	Oolith ·	6— 40 „
6.	Mergelkalk mit *Cardium lithopodolicum* und untergeordneter Kalkstein, Walkererde und Alabaster-Schichten, vielleicht auch Gyps ·	50— 60 „
7.	Der obere Felsenkalk mit Serpulen (du Bois' quaternärer Kalkstein) ·	30— 47 „
	Gesammtmächtigkeit	150—240 Fuss

1834. — — Ueber die Gebirgsbildungen des karpathischen Gebirges in der Gegend von Skole und den daselbst umgehenden Eisenstein-Bergbau. Mit 1 Karte.

Karsten's Archiv f. Min. etc. VII, p. 369—420.

Das galizische Steinsalzgebirge mit dem Eisensteinlager und Salzquellen führenden Karpathen-Sandstein-Gebilde dürften zu einer Bildungsepoche gehören.

1834. **Zborzewski**, Adalbert. Aperçu des recherches naturelles sur les nouvelles curiosités podolie-volhyniennes. (Bull. soc. des nat. de Moscou VIII, p. 224.)

Anzeige: Rathke. Dorpater Jahrb., III. Bd. 1834.

1834. — — Observations microscopiques sur quelques fossiles rares de Podolie et de Volhynie. (Nouv. mém. de la soc. imp. des nat. de Moscou. Tome III, p. 301—312 avec pl. lith.)

Anzeigen: Rathke. Dorpater Jahrbuch, III. Bd. 1834, p. 507.
Bronn. Neues Jahrb. f. Min. 1836, p. 723.

1834. **Zeuschner**. Ueber den Tertiärboden der Umgebungen von Zloczów, Olesko und Podhorce in Galizien. Bulletin de la société géologique de France. Tome IV, Paris 1833 à 1834, p. 400—404.

Das Hügelland besteht bis zu halber Höhe aus weissem, ein wenig in's Gelbliche spielendem Kreidemergel, welcher stellenweise (Biała góra bei Olesko) mit einer Lage weisser Kreide bedeckt ist. Darüber liegt Sand, 130 Fuss bei Remizow (bei Zloczów), kaum 100 Fuss bei Podhorce mächtig. Im Sande von Podhorce, namentlich in seinen höheren Theilen finden sich zolldicke Schichten grauen Thones; an einem Ende dieser Schichten findet sich eine gelbe Thonschichte 6 Zoll mächtig. Ein wenig höher in der Sandbildung sind thonhältige, schwarze Lignite, welche beim Verbrennen einen bituminösen Geruch entwickeln und weissen Thon als Rückstand lassen. Auf dem Lignit liegt der Kalkstein. Zu Terebize bei Ożydow fehlt der Sand; der graue Thon liegt auf der Kreide.

Der Kalkstein ist in seinen unteren Theilen weich und weiss, in seinen oberen ist er körnig und bildet oft eine gleichförmige Masse mit kleinen Zellen.

Auf dem körnigen Kalke ruht auf der Lysa góra (bei Opaki und Wicho-Bieze an den Bugquellen) ein grauer Thon mit *Pectunculus pulvinatus*, *Lucina circimerca*, *Trochus turgidus*, *Natica epiglottina*, *Cerithium plicatum*.

Die unteren Sande scheinen der „formation marno-charbonneuse", die zwei höheren Glieder (Kalkstein und Thon) dem „terrain tritonien ou calcaréo-sableux de M. Brongniart" anzugehören.

1835. **Andrzejcwski**. Liste des fossiles tertiaires de la Podolie russe. (Bull. soc. géol. de France. Tome VI, p. 321.)

1835. **Eichwald**, Edouard. Discours sur les richesses minérales de quelques provinces occidentales de la Russie. Vilna.

1836. **Pusch**, G. G. Geognostischer Atlas von Polen. Stuttgart.
I. Generalkarte von den Königreichen Polen und Galizien. II. Specialkarte des Sandomirer Mittelgebirges. III. Karte der Gegend zwischen Krzeszowice, Czeludz und Pilica. IV. Specialkarte der Gegend von Krzeszowice. V. Specialkarte der Gegend zwischen der Weichsel u. Nida u. 2 Tafeln Gebirgsdurchschnitte.

1837. **Bronn**. Notizen über das Vorkommen der Tegelformation und ihrer Fossilreste in Siebenbürgen und Galizien, nach den von Hrn. v. Hauer erhaltenen Mittheilungen. Neues Jahrb. f. Min., p. 653—664.
Galizien: Fundorte: Tarnopoler Kreis, Kalai horówka, Ostapie bei Grzymałów, Lemberg (Bründl), Wieliczka. Fossilientabelle, nach welcher die Schichten zur mittleren Tertiär-, der „Tegelformation" gehören.

1837. **Deshayes**. Berichtigte Bestimmung einer von Andrzejowski an Boué geschickten Sammlung tertiärer Conchylien Podoliens. Neues Jahrb. f. Min., p. 239—241. Tabellarisch geordnete Angaben der im Bull. soc. géol. 1835 veröffentlichten Berichtigungen.

1837. **Pusch**, Georg Gottlieb. Polens Paläontologie. Stuttgart. 218 Seiten, 16 Tafeln. 472 tertiäre Species (worunter 266 Gasteropoden und 148 Acephalen), wovon 53 Arten mit eocänen aus den Schichten von Paris und London identificirt werden, während nur 50 aus der Subapenninenformation, weit weniger aus den übrigen jüngeren Tertiärablagerungen angegeben werden.

1837. **Rendschmidt**. Fossile Käfer im Steinsalz zu Wielicka. Uebers. d. Arbeit. d. schles. Ges. i. J. 1837, p. 102. Referat im Neuen Jahrb. f. Min. 1839, p. 630.
„Rendschmidt zeigte viele kleine braune Käfer vor, welche im Steinsalz von Wieliczka eingeschlossen waren und besonders ihrer Fühler wegen unter die Gattung Elmis gehören, obgleich sie übrigens im Körperbau viel Aehnliches mit einigen Ptinus-Arten haben."

1837. **Torosiewicz**, T. Ueber das Vorkommen der Quellsäuren in dem Torfe von Zamarstynów nächst Lemberg. Buchner's Repert. XI. 202, 207.

1838. **Pusch**. Ueber einen fossilen Krebs aus Polen. Mit 1 Tafel. Neues Jahrb. f. Min. etc., p 130—135.
Fand sich in einem Sandsteingeschiebe am Weichselufer bei Pulawi unweit Kasimirz zusammen mit *Dentalium*, einer sehr kleinen dreieckigen Muschel und cerithiumähnlichen Schnecken, wird als wahrscheinlich dem Karpathensandstein entstammend angeführt und *Astacus leucoderma* genannt.

1839. **Pusch**, G. G. Ueber die geognostischen Verhältnisse von Polen nach neueren Beobachtungen und Aufschlüssen. Karsten's Archiv f. Min. etc. XII, p. 154 bis 173.
Skizze in Ausführung begriffener neuer Arbeiten zur Ergänzung seiner Geologie von Polen.

1840. **Alth**, Alois v. Uebergangskalk, Bergkalk, Karpathen-Sandstein, Kreide, Tertiär-Gebilde in Galizien. Neues Jahrb. f. Min. etc., p. 334—336.

1840. **Eichwald**. Einige Berichtigungen der vom Herrn Münzmeister Pusch bestimmten Schalthiere des volhynisch-podolischen Tertiärbeckens. (Bull. scient. publié par l'Acad. imp. des sciences de St. Petersbourg, Tome VI.)

1840. **Rost**, Aug. Beitrag zur Geognosie von Süd-Polen. Berlin.

1841. **Blöde**, Gottlob. v. Beiträge zur Geologie des südlichen Russlands. Neues Jahrb. f. Min. etc., p. 505—545.
Die bisher verbreitete Meinung der gänzlichen Horizontalität aller Gebirgsbildungen von Podolien ist ebenso irrig, wie diejenige, wonach eine westliche Neigung vorherrschen soll. Vorzüglich die silurischen Straten bilden flache Wellen, deren Axen im Allgemeinen von Süd nach Nord gehen.
„Der Gyps war ursprünglich nicht das, was er jetzt ist"; ob er cretacisch oder tertiär, werden die in den Sand- und Kalkbänken vorkommenden Muscheln entscheiden; „so viel ist gewiss, dass diese zu *Lucina* gehören." Das Tertiär besteht aus 3 Abtheilungen; zu unterst 1. thonige und kreideartige Absätze oder Muschelsand; 2. wechselnde thonige, sandsteinartige, mergelige und kalkige Straten, letztere theils durch dichten, meist aber durch oolithischen Kalk gebildet; 3. theils fester, poröser und cavernöser, theils fester oolithischer Kalkstein, sehr geneigt zur Felsenbildung, „ein wahrer Jurakalk der Tertiärperiode." „Der allgemeinen Abdachung aus N. in S. scheint auch das Tertiärgebirge zu folgen."

1841. **Göppert**, H. R. Ueber die fossile Flora der Gypsformation zu Dirschel in Oberschlesien. 2 Tafeln, p. 10. Separatabdruck.

Die Flora ergibt keine sicheren Anhaltspunkte zur Horizontirung. Der Verfasser stellt die Ablagerung vermuthungsweise in die jüngere Kreidezeit.

1842. **Blöde**. Bemerkungen zur geognostischen Karte von Podolien und Bessarabien. (Bull. soc. des nat. de Moscou. XV, p. 919.)

1842. **Hrdina**, J. M. Geschichte der Wieliczkaer Saline. Wien.

Einige Angaben über die Lagerungsverhältnisse.

1842. — Ueber das Steinsalz und die Steinsalzgewinnung zu Wielicka, Karsten's Archiv f. Min. etc. XVI. 2, p. 774—799.

1843. **Blöde**. Berichtigung der geognostischen Karte von Podolien und Bessarabien. (Bull soc. des nat. Moscou. XVI, p. 162.)

1843. **Philippi**. Versteinerungen im Steinsalz. N. Jahrb. f. Min. etc., p. 568—569.

Ein ihm von Zeuschner zugeschicktes Spizasalz enthielt staubige Thontheilchen, 2—3 Linien grosse Gypsstückchen, einzelne Körner von unreinem Quarz, zahlreiche abgerollte Fragmente von grauem Thonschiefer und viele Muschelfragmente von nicht über 2 Linien Durchmesser, deren Bestimmung soweit als möglich durchgeführt wurde.

1844 u. 1845. **Murchison, Verneuil** and **Keyserling**. The Geology of Russia in Europe and the Ural Mountains. II. Vol. London und Paris. Mit Karte.

Fossilliste von Koritnitza, aus welcher auf die vollkommene Analogie der Ablagerung mit denen der Subapenninen, Wiens und Bordeaux, geschlossen wird. Der Tschernosem (schwarze Erde) wird als eine aus schwarzen Juraschiefern entstandene Meeresablagerung erklärt, ähnlich gewissem schwarzen Schlamme des Mittelmeeres. Von Tertiärfossilien kommen *Buccinum dissitum Eichw.*, *Cardium Tittoni d'Orb.* und *Mactra ponderosa Eichw.* zur Abbildung.

1844. **Pusch**. Briefliche Mittheilungen an v. Leonhard. Neues Jabrb. f. Min. etc., pag. 183.

Inhaltsankündigung von Pusch „Neue Beiträge zur Geognosie von Polen.“

Das polnische Salzgebirge liegt wirklich über der Kreide. (Das Werk scheint im Manuscript erhalten, doch nicht gedruckt worden zu sein.)

1844. **Zeuschner**. Geognostische Beschreibung des Salzlagers von Wieliczka. Neues Jahrb. f. Min. etc., p. 513—535.

Beudant erklärte zuerst die Wieliczkaer Ablagerung für tertiär. Boué und Keferstein schlossen sich an, Ersterer parallelisirte die Salzbildung mit der Schweizer Molasse. Zeuschner lässt Letzteres dahingestellt, erkennt aber die Bildung auf Grund der von ihm gesammelten Petrefacte für tertiär. Anhydrit kommt in dem unteren Gyps, in dem oberen Theile der Salzbildung (über dem Spiza-Salze) vor. Braunkohle bildet untergeordnete Lager im Spiza-Salze. Der bedeutendste Theil des Flötzes fällt unter 40° und steiler nach Süden. Die Fucoidensandsteine liegen zwar darüber, sind aber älter und durch die Hebung des Gebirges überstürzt.

Das Schwefelflötz von Swoszowice wird bedeckt von mächtigen Sandablagerungen, welche Ostreen und Pecten enthalten (p. 514). Jenes von Wrzosocice, mehr im Gebirge, südlich vom Dorfe Lusina gelegen, besteht aus der unteren Abtheilung „dieser Formation“, nämlich aus dem Schwefelflötz und begleitenden schieferigen Mergeln.

1845. **Blöde**. Versuch einer Darstellung der Gebirgsformationen im europäischen Russland. (Bull. soc. des nat. de Moscou. XVIII, p. 129.)

1845. Naturwissenschaftliche Untersuchungen in Galizien, dem Königreiche Polen, Volhynien und Podolien. Lemberg. Mit einer geognostischen Karte (poln.).

1845. **Pusch**. Vorläufige Nachricht von neu aufgefundenen mächtigen Steinsalzflötzen bei Stebnik in Ost-Galizien. Neues Jahrb. f. Min. etc., p. 286—290.

Steinsalz am ungarischen Abfall der Karpathen: Zu Soovar bei Eperies, mächtiger im oberen Theiss-Thale, im Marmaroser Comitat von Huszt fast bis Borso, vorzüglich bei Rhonaszek und Sugatag. Am galizischen Abfall: Wieliczka, Bochnia, der Salzquellenzug von Tyrawa-Solna unterhalb Sanok bis Thacsika und Brajestie in der Bukowina.

Bei Stebnik im Samborer Kreise wurde 1842 ein Bohrloch begonnen, welches 1844 679 Wiener Fuss Tiefe erreichte. In oberst wechselt Gyps mit Salz und Thon, dann folgt Steinsalz mit Sandstein und Thon wechselnd. Das Salz, mit 679 Fuss noch nicht durchsunken, hat bis dahin in 7 Flötzen zusammen

513 Fuss Mächtigkeit (mehr als Wieliczka). Aehnliche Verhältnisse zeigen zwei in der Nähe angelegte Bohrlöcher.

1845 **Zeuschner.** Tertiärgebilde am Fusse der Karpathen. (Neues Jahrb. f. Min., pag. 85.)

Fossilfundorte: Kosziczki Male bei Tarnow, Sand und Thon, Globikowka bei Pilzno (Tarnow O.), Kalkstein (auf Karpathensandstein) mit *Pecten nodosiformis Serres.* [1])

1846. **Blöde,** Gottlob v. Die Formationssysteme von Polen und dem angrenzenden Länderstrich, als Fortsetzung der versuchsweisen Darstellung der Formationssysteme vom europäischen Russland. Verh. d. russ. kais. mineral. Gesellsch. zu Petersburg 1845—46, p. 1—75. Mit 1 Karte und 2 Profiltafeln.

Der karpathische Salzthon dürfte zu dem Jura oder der Kreide gehören. Gegen die schon damals verbreitete Meinung des (miocen-) tertiären Alters spricht die kaum anders als eocen zu deutende, dem Steinsalzgebirge aufgelagerte Braunkohlenbildung von Myszyn bei Kolomea. Die von Beyrich angegebenen Tertiärpetrefacte Wielicka's können zur Zeit der Gebirgsrevolution eingeführt worden sein.

Beigegeben ist eine „Andeutung der Gebirgsformationssysteme von Polen und den zunächst angrenzenden Theilen von Schlesien und Galizien", in welcher die geologischen Einzeichnungen mittels Ziffern geschahen.

1847. **Hauer,** Fr. R. v. Ueber die Kreidefossilien von Nagórzany bei Lemberg. (Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien II.)

Aufzählung von ungefähr 60 Fossilarten, welche auf obere Kreide deuten.

1847. Vegetabilische Reste im Salzstock von Wieliczka. (Uebers. d. Arb. d. schles. Gesellsch., p. 73. Breslau.)

1848. **Russegger,** Jos. R. v. Geologische Arbeiten in Wieliczka. (Sitzungsber. d. k. Ak. I, p. 110.)

Bericht über die Art der Aufsammlung von Gesteinen und Fossilien.

1848. — — Organische Reste in Wieliczka. (Sitzungsber. d. k. Ak. I, p. 183.)

Einige Bemerkungen Haidinger's über ihm zugekommene Mittheilungen.

1849. **Reuss,** Dr. A. Em. Ueber die fossilen Thierreste im Salzstocke von Wieliczka. (Sitzungsber. d. k. Ak. II, p. 351—353.)

Vorläufige Mittheilung über seine Arbeit.

1850. **Alth,** Prof. Dr. Alois v. Geognostisch-paläontologische Beschreibung der nächsten Umgebung von Lemberg. (Haidinger's naturw. Abhandlungen III. Abth. II, p. 171—279. 1 Geogn. Karte u. 4 Tafeln.)

Kreide (mit secundären Gypsausscheidungen). Tertiär: *A*) Untere Sandbildung. *B*) Nulliporensandstein mit zahlreichen Versteinerungen (*Pecten, Isocardia cor, Panopaea Faujasi*) und Bernstein. *C*) Oberer Sand, Sandstein und Mergel. *D*) Das Gypslager.

P. 188: Der Gyps liegt unmittelbar auf dem mittleren Glied der Lemberger Tertiärformation, dem Nulliporensandstein, und ist älter, als die obere Sand- und Sandsteinbildung. Der paläontologische Theil behandelt nur die Fossilien aus der Kreide.

1850. **Kner,** Dr. R. Versteinerungen des Kreidemergels von Lemberg und seiner Umgebung. 5 Taf. Wien. (Haiding, naturw. Abhdl. III. II. Abth., p. 1—42.)

1850. **Unger,** F. Die Pflanzenreste im Salzstock von Wieliczka. Denkschr. d. k. Ak. I. 1850, p. 311—322. (Inhaltsangabe Sitzungsber. d. k. Ak. II, 1849, p. 350 bis 351.)

Das Salz entstand in der Tertiärzeit in derselben Periode mit dem Trachyt von Schemnitz, welcher mit Wieliczka *Taxodium Göpperti* gemein hat.

1850. **Unger,** Dr. Fr. Blätterabdrücke aus dem Schwefelflötze von Swoszowice in Galizien. (Haid. naturw. Abhdlgn. III. I. Abth., p. 121—128, 2 Tafeln.)

Die Flora stimmt am meisten mit jener der Wetterau, von Bilin und Parschlug, weniger mit jener von Radoboj.

Bezeichnend scheint *Acerites integerrima Viv.*, welche nur pliocen gefunden wurde, wonach Swoszowice nicht nur durchaus verschieden von Radoboj, sondern überdies der jüngsten Tertiärzeit angehörig (*subapennin*) wäre.

---

[1]) = *latissimus Brocc.*

1850. **Zeuschner**, Louis. Description géologique du dépôt de soufre à Swoszowice, près de Cracovie. (Bull. soc. géol. 1849 à 1850. 2. Serie, tome VII., p. 715 bis 724.)

Das Schwefellager besteht hauptsächlich aus grauem Mergel mit eingelagerten kleinen Gyps- und Schwefelschichten.

Łos fand in den grauen Mergeln *Pecten Lilli* (wie der Referent für „Silii" schreiben zu sollen glaubt) und eine Menge schwefelerfüllter *Natica*-Schalen. Beide Fossilien beweisen die Ablagerung aus einem Meere mit den Schichten von Wieliczka.

Die Schwefelschichten sind entstanden, wie andere Sedimente, wahrscheinlich aus Schwefelwasserstoffquellen.

Aus den oberen Theilen der Schwefelablagerung werden 78 von Unger bestimmte Pflanzenarten angeführt.

1850. — — Geognostische Beschreibung des Schwefellagers von Swoszowice bei Krakau. (Haidinger's naturw. Abhandlungen III. Bd., I. Abth., p. 171.) Die kugeligen Gypse von Prokocim, welche, wie die Mergel von Swoszowice, sich an die Coralragfelsen von Podgórze anlegen, scheinen auf den ersten Blick anderen Schichten anzugehören, als der Gyps von Skotniki, sind aber doch wahrscheinlich mit diesem continuirlich verbunden. Der Gyps von Prokocim scheint ebenfalls continuirlich mit den Salzlagern von Wieliczka. In dem 233 Fuss mächtigen Mergel von Swoszowice fand Bergverwalter Łoś *Pecten Lilli* und ein anderes Mal viele mit gediegenem Schwefel angefüllte Schnecken, wahrscheinlich *Natica*.

1850. — — Ueber die Verschiedenheit der Entstehung der Salzablagerungen in den Karpathen und in den Salzburger Alpen. Jahrb. d. geolog. R.-A. I, p. 334 - 241.

Die karpathische Salzbildung ist aus der Gegend von Krakau bis in die Bukowina verfolgbar. Noch mächtiger tritt sie am Südabhange der Karpathen in der Marmarosch und in Siebenbürgen auf. Die beiden oberen der 5 Schwefelflötze von Swoszowice sind durch Mergel mit Gypsschnüren getrennt. Ueber dem Schwefel liegen Dikotyledonen-Blätter und seltene Meeresconchylien (*Pecten Lilli*). Die Schichten fallen 5—15° S. Zu Bochnia fallen die oberen Salzlager 80° S., die untersten unter kleinem Winkel S. Das weitverbreitete Salz entstand durch Niederschlag aus dem Meere, während das in Spalten und als Stöcke auftretende alpine als wässeriger Brei aus dem Erdinnern hervorbrach.

1851. **Foetterle**, Fr. Bericht über die im Herbste des Jahres 1850 im östlichen Galizien vorgenommenen geognostischen Untersuchungen. Jahrb. d. geolog. R.-A. *a.*, p. 84—88.

Foetterle war zur Untersuchung der Herrschaft Tłumacz (Tłumacz Grószka, Jezierzany, Portniki, Dolina) nach Braunkohlen abgesandt. Tłumacz liegt an der Südgrenze der podolischen Hochebene und an der Nordgrenze des durch die Salzformation gebildeten Hügellandes nördlich der Karpathen. Am Steilrande der Hochebene in horizontalen Schichten: 1. Der alte rothe Sandstein Pusch. 2. Weisser Kreidekalk. 3. Gyps. 4. Sehr poröser, gelblichgrauer. bituminöser Kalk an der Oberfläche des Gypses, wenig mächtig. „Diese ganze bedeutende Gypsbildung scheint mit der nicht sehr weit davon anstehenden tertiären Salzformation Ostgaliziens in enger Verbindung zu stehen."

Auf der Rückreise besuchte Foetterle die Braunkohlenvorkommen von Glińsko und Rawa, welche in dem sogenannten Braunkohlensandstein liegen; über diesem folgt eine dem Leithakalke gleichartige Bildung.

(Auf diese Abhandlung ist im 2. Heft desselben Bandes unter dem Titel „Geognostische Verhältnisse der Herrschaft Tłumacz in Ost-Galizien" hingewiesen.)

1851. **Hauch**, Anton. Die Lagerungsverhältnisse und der Abbau des Steinsalzlagers, zu Bochnia in Galizien. Jahrb. d. geolog. R.-A. 3. Heft, p. 30—41.

1851. **Hauer**, Fr. v. Ueber den Fund eines fossilen Elephantenschädels zu Bzianka bei Rzeszów in Galizien. Jahrb. d. geolog. R.-A. *d.*, p. 158—159.

Der Schädel lag an der Grenze von Schotter (unten) und Löss und ist bis auf eine Stosszahnspitze und einen Theil der unteren Kinnlade vollständig. Daneben wurden zwei Schulterblätter und ein Vorderfussgelenk gefunden. Sämmtliche Stücke wurden von dem Besitzer des Fundortes, Hrn. v. Misky, dem Gymnasium in Rzeszów geschenkt.

1851. **Kner**, Prof. Dr. Ueber den bei Lemberg vorkommenden Bernstein. Jahrb. d. geolog. R.-A. *b.*, p. 163—164.

Der Bernstein von Lemberg findet sich in tertiärem Sandstein mit Isocardien, Pectiniten etc. und besitzt dunkelröthliche Färbung und rissige Oberfläche.

1851. **Petzholdt**, Alexander. Untersuchung der „schwarzen Erde" (Tschernosem) des südlichen Russlands. Bull. de la classe physico-mathématique de l'Académie imp. des sciences de Saint Pétersbourg. Tome IX, p. 65—76.

Nach mechanischer und chemischer Untersuchung kommt der Verfasser in Bezug auf die geognostische Stellung zu dem Schlusse, dass der Tschernosem der jüngsten Erdperiode angehöre und entstanden sei aus Meeresschlamm, welcher bei dem Rückzuge der Gewässer des schwarzen und des kaspischen Meeres zurückgeblieben sei. Gründe: Grosse Verbreitung im Flussgebiete jener Becken, Rollsand und Foraminiferen (Nummuliten und Textularien) im Tschernosem. Der Humus desselben rühre von zersetzten Thieren her (grosser Stickstoffgehalt, keine Pflanzenstructur).

1851. **Ragsky**, Dr. Franz. Chemische Untersuchung von Braunkohlen aus Ostgalizien. Jahrb. d. geolog. R.-A. *c.*, S. 165.

Es werden die Untersuchungsergebnisse der Kohlen von Kamionka wołoska Potylicze, Skwarzawa, Złoczów und Podhorce mitgetheilt.

1851. **Reuss**, Dr. A. Em. Beschreibung der Foraminiferen und Entomostraceen des Kreidemergels von Lemberg. 5 Taf. (Haidinger's naturw. Abhandl. IV, p. 17—52).

1851. — — Foraminiferen in dem Bernstein führenden Tertiärsande von Lemberg. Jahrb. d. geolog. R.-A. *a*, p. 163—164.

24 Species, mit Ausnahme weniger lauter bekannte Formen des Wiener Beckens, doch in ganz abweichenden Häufigkeitsverhältnissen vorkommend.

1851. **Zeuschner**, L. Ueber den Löss in den Bieskiden und im Tatragebirge. (Jahrb. d. geolog. R.-A. II, p. 76).

Die Tatra wurde erst nach dem Absatze des Lösses gehoben.

1851. — — Ueber die Differenz der Entstehung der Steinsalzablagerungen in den Karpathen und in den Salzburger Alpen. Bull. soc. imp. des nat. de Moscou. II. p. 533—548.

Jene sind sedimentär, diese eruptiv.

1852. **Kner**, Dr. R. Neue Beiträge zur Kenntniss der Kreideversteinerungen von Ost-Galizien. 3 Taf. Denkschr. d. k. Akad. III, p. 293—334. 3 Taf. (Angezeigt in den Sitzungsber. d. k. Akad. 1851, p. 535.)

Die meisten der hier beschriebenen Reste stammen aus der Umgebung von Mikulince und Czartorya im (ehemaligen) Tarnopoler Kreise, die übrigen von Nagorzany.

1852. **Kuh**. Ueber die Stellung des oberschles. Gypsgebirges. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. IV., p. 225—228.

Der Gyps und der zugehörige blaugraue Thon werden auf Grund der in Letzterem vorkommenden Fossilien dem Badener Tegel parallelisirt. Zu Czernitz und Pietze liegen Süsswasserkalke mit den von Oeynhausen erwähnten Süsswasserschnecken über dem Gyps. Der Kalkstein von Pschow gehört nach Carnall's Tagebuch ebenfalls zur Gypsbildung, scheint aber älter als der Gyps, da nahe der Ridultauer Grenze „in den obersten Schichten des Gypsgebirges, in dem unmittelbar auf das aufgeschwemmte Land folgenden braunen mergeligen Letten zahlreiche Bruchstücke genau desselben Kalksteins eingeknetet" vorkommen.

1853. **d'Eichwald**, E. Lethaea Rossica ou le monde primitif de la Russie. Stouttgart. Troisième volume u. Atlas, Periode moderne XIV, planches, 1852.

Beschreibung und Abbildung zum grössten Theile neuer Arten, deren Begründung schon 22 Jahre früher in der „Naturhist. Skizze etc." gegeben worden war.

1853. **Hoernes**, Dr. M. Bericht über eine Reise nach Warschau und einige Localitäten von Tertiärfossilien in Russisch-Polen. Jahrb. d. geolog. R.-A., p. 857 bis 858.

Pusch identificirt 53 sp. von Tertiärversteinerungen aus Polen, Volhynien und Podolien mit Eocän-Arten aus Paris und London, während nur wenige Arten des Wiener Beckens nachgewiesen werden. Hoernes besichtigte die in dem Gebäude der ehemaligen Universität zu Warschau in einem eigenen

Saal aufgestellte Originalsammlung Pusch's und constatirte theils eine Verwechslung mit echten Pariser Stücken, theils unrichtige Identificirung.

1853. **Łabęcki.** Die Braunkohlen- und Salz-Ablagerungen in den miocänen Schichten im Königreich Polen. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. V, p. 591—600.

Der Autor bemüht sich, den Parallelismus und theilweisen unmittelbaren Zusammenhang (Lignit zu Wieliczka) der Braunkohle und des Salzes nachzuweisen.

1855. **Zeuschner,** L. Ueber die Verbreitung des Löss in den Karpathen zwischen Krakau und Rima-Szombat. (Sitzungsber. d. k. Akad. XVII, p. 288—295.)

Mächtige dem rheinischen Löss gleichalterige Lehmablagerungen, (*Elephas primigenius*, Landschnecken etc.) welche mit dem Gebirge gehoben wurden.

1856. **Hoernes,** Dr. Moriz. Unter der Mitwirkung von Paul Partsch. Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien. I. Bd. Univalven. Mit 52 Taf. Abhandlgn. d. geolog. R.-A. III. Bd.

Viele Citate in Galizien u. Russisch-Polen vorkommender Tertiärfossilien. Siehe namentlich das Verzeichniss am Schlusse.

1856. **Zeuschner,** L. Ueber eine alte Längenmoräne im Thale des Bialy Dunajec bei dem Hochofen von Zakopane in der Tatra. (Sitzungsber. d. k. Akad. XXI, p. 259—262).

1857. **Foetterle,** F. Vorlage eines Stückes Bernstein und eines Backenzahnes von *Elephas primigenius* aus Galizien. Jahrb. d. geolog. R.-A. 1857, p. 158.

1857. **Czoernig** Baron v. Einsendung eines Unterkiefers von *Elephas primigenius*. Jahrb. d. geolog. R.-A. p. 764.

Wurde an dem rechten Ufer des Wisloka-Flusses bei Dembica in Galizien gefunden.

1857. **Foetterle,** F. Vorlage eines Unterkiefers von *Elephas primigenius*. Jahrb. d. geolog. R.-A, p. 815.

Siehe vorhergehende Notiz.

1858. **Alth,** Dr. Alois v. Ueber die Gypsformation der Nord-Karpathen-Länder. Jahrb. d. geolog. R.-A., p. 143—158.

Die Arbeit entstand aus in Folge eines Aufrufes der galizischen Landwirthschaftsgesellschaft eingesandten Daten und der vorhandenen Literatur. Der Autor bespricht zuerst die Verbreitung (von Oberschlesien durch Galizien bis Russland) und den Charakter der Gypsbildung. Das folgende Capitel ist betitelt: Lagerung und Altersbestimmung der Formation. Alth's Gliederung ist in folgendem Schema enthalten:

1. (unten), Sandiger Grobkalk. von Rozwadów am Dnjester.	1. Charamergel von Podhajce.
2. Untere Sandbildung von Lemberg mit Pecten und *Turritella bicarinata*.	2. Mergeliger Sandstein mit vielen Versteinerungen von Podhajce, Zalsezczyki (Swirzkowce?).
3. Nulliporenkalk u. Sandstein, überall auftretend.	
4. Gyps im Flachlande.	4. Steinsalzformation am Fusse der Karpathen
5. Grauer Mergel des Pruthflussthales und der an den Fuss der Karpathen sich anschliessendem Höhenzuge.	
6. Oberer Sand und Sandstein des Pruththales und von Lemberg. Braunkohle von Myszyn und den übrigen Ausläufern der Karpathen.	
7. Ostreenmergel mit kleinen Nulliporen und Foraminiferen von Lemberg.	7. Oolithische Kalke der Gegend von Czernowitz.

Im Ferneren werden die Charafrüchte von Podhajce vermuthungsweise zu *Chara helicteres Brongn.* gestellt und wird daraufhin die Parallelisirung der entsprechender Ablagerung mit der oberen Süsswasserformation des Pariser Grobkalks versucht. Alth kommt bezüglich des Verhältnisses von Gyps und Steinsalz zu folgendem Resultat: Die Salzlager bilden das unterste Glied einer Formation, welche durch die gypsführenden Mergellager und die grosse galizische Gypsbildung mit den grauen Mergeln und oberen Sand- und Sand-

steinbildungen, die sich von den gleichen Gesteinen der Subapenninen nicht unterscheiden lassen, in ununterbrochener Verbindung steht.

1858. **Belke**, Esquisse de l'histoire naturelle de Kamiennec-Podolski. (Bull. soc. des nat. de Moscou, p. 97.)

1859. Analysen von Braunkohlen aus Galizien. Jahrb. d. geolog. R.-A. Anhang. p. 53—54.

1859. **Belke**, Gustav. Esquisse de l'histoire naturelle de Kamienietz-Podolski. Druckort? Poln. zu Warschau. (Citat aus Alth, Paläoz. Geb. Podol.)

Angabe über Geognosie der Umgebung.

1859. **Jeitteles**, L. H. Veränderungen eines Theiles der Karpathen in historischen Zeiten. (Verh. d. geolog. R.-A. IX, p. 179.)

Das Kohlbachthal und seine Umgebung ist von riesigen Gesteinstrümmermassen erfüllt, welche Hr. Major v. Sonklar für Moränen hielt. Es sind Trümmer eines Bergsturzes. Die Schlagendorferspitze stürzte 1662 durch ein Erdbeben ab, wie aus Chroniken hervorgeht. Aus diesen und Reisebeschreibungen scheint sich auch zu ergeben, dass dieselbe höher war, als die Lomnitzer.

1859. **Foetterle**, Fr. Ueber das Gebiet des Gossherzogthums Krakau, sowie über das westliche Galizien bis an die Linie Krakau, Landskron, Sucha, Korzarowa. Verh. d. geolog. R.-A., p. 100—104.

Bläulicher Tertiärmergel zu Krzeszowice und Pišary, an letzterem Orte gypsführend. Diluvialsand mit Blöcken skandinavischen Gneisses, von Löss bedeckt.

1859. **Stur**, D. Ueber die Umgebung von Lemberg. Verh. d. geolog. R.-A., p. 104—105.

Gliederung.

1. Kreidemergel.
2. Tertiärsand, zuweilen in den unteren Theilen mit einer Lage von Nulliporenkalk.
3. Grünlicher Sandstein mit *Isocardia*, *Tellina*, *Panopaea*, *Lucina*, *Pecten*, Bernsteinkügelchen (Kaiserwalder Sandsteine).
4. Sand.
5. Kalkige Sandschichten oder Kalke mit Ostreen, Serpulen und kleinen Nulliporen.

Bald über, bald unter der Letzteren local:

6. Fester grober Quarzsandstein, eine regellose Ablagerung von Sand und grünem Tegel mit grossen Sandsteinblöcken und unregelmässig geformten braunen Sandmassen. Den Letzteren dürften die Gypsmassen von Lemberg angehören. Die Braunkohlen scheinen zwischen der Hauptmasse des Leithakalks und der Ostreenschichte, die gewöhnlich ebenfalls Nulliporen führt und an manchen Stellen ebenfalls in der Form des Leithakalkes auftritt, eingeschlossen zu sein.

1859. — — Geologische Aufnahmen zwischen Lemberg und Brody. Verh. d. geolog. R.-A., p. 127—129.

„Das flache Tiefland ist durch gänzlichen Mangel an tertiären Ablagerungen ausgezeichnet," seine Oberfläche besteht aus Kreide, Löss, Sand und erratischen Blöcken. An der Grenze gegen das Hochland erhebt sich die Kreide zu sehr bedeutenden Höhen und trägt die Tertiärbildungen, deren Bestandtheile nahezu dieselben sind, wie die aus dem früheren Berichte von der Umgebung von Lemberg angeführten.

1859. **Suess**, Eduard. Fossile Säugethierreste aus Galizien. Verhandl. d. geol. R.-A., p. 52—53.

Die Reste, *Elephas primigenius* (25—26 Individuen), *Bos priscus* (1 Individuum), *Bos primigenius* (2—3 Individuen) stammen aus dem Löss der Flussgebiete des Dunajec und des Wislok (rechtsseitiger Zuflüsse der oberen Weichsel).

1859. **Wolf**, H. Geologische Aufnahmen in der Umgebung von Żołkiew, Bełz, Rawa, Jaworow, Janow. Verhandl. d. geolog. R.-A., p. 123—127.

Kreidemergel, darüber dunkelgrüner, noch der Kreide zugezählter Sand. Das Niveau der oberen Grenze der Kreideschichten variirt um 100 Fuss. Die miocäne Ablagerung fällt in die Bildungszeit des Leithakalkes und lässt sich in drei Abtheilungen bringen, wovon die mittlere eine Süsswasserbildung ist. Die Miocänbildung entstand hier während zweimaliger Hebung und zwei-

maliger Senkung des Bodens, welcher in der Diluvialperiode noch eine Senkung und in der jüngsten Schöpfungszeit die letzte Hebung folgte.

Erste Senkung:

1. Braunkohlenbildung, unterste Nulliporen- und Sandsteinbank von Lemberg mit *Isocardia cor* und *Panopaea Ménardi*.
2. Darüber 60—100 Fuss mächtiger Sand.
3. Die Sandsteinbank von Zniesienie mit *Terebratula grandis* scheint während eines kurzen Ruhepunktes gebildet.

Erste Hebung:

4. Eine 40 Fu-s mächtige Sandablagerung mit Petrefacten.
5. *a*) Zweite Nulliporenschichte (Plateau von Lemberg, Mokrotyn, Dabrowitz, Maydan, Skwarzawa, Rawa, Rudki bei Lubica, Wroblaczin u. a. O.). Als Parallelbildung:
   b) Nulliporenführende Sande mit *Turritella bicarinata*, *Cerithium scabrum*, *Trochus patulus* und verkieselten, nicht verkohlten Baumstämmen u. s. w. (Skwarzawa, Glińsko, Rawa, Potylicz). „Dieser Horizont dürfte ziemlich sicher den Pötzleinsdorfer Schichten bei Wien zu parallelisiren sein."

   Das durch die Hebung endlich hervortretende Land bewirkte eine Scheidung der Gewässer in Binnenwässer und rein marine.
6. Absatz von Salz, Gyps, Braunkohlen und bituminösem Mergelschiefer mit Planorben, Lymaeen und Pflanzenabdrücken. (Meierhof Leworda, zwischen Fuina und Walddorf, südsüdöstlich von Rawa.)
7. Süsswasserkalk und kieseliger Kalk (Stradez nächst Janow, Mokrotyn, Glińsko).

   Zweite Senkung: Anfangs rasch, bezeichnet durch eine auf 7. gelagerte
8. Trümmerschichte von Thon, Sand, Kreidemergeltrümmer, Sandstein und Nulliporenkalke in wirrem Durcheinander aus der nächsten Umgebung; schliesst die Süsswasserbildungen ab. Diese Zusammenschwemmung entstand durch die in Folge der Mischung der marinen und süssen Gewässer entstandene Strömung.
9. Kieselige Sandsteinbank mit einer Unzahl kleiner Bivalven.
10. Grüner thoniger Sand und Sandstein mit *Trochus patulus*, *Corbula rugosa*, *Pecten maximus*, *Gryphaea navicularis*, *Echiniden*. Zwischenlager honiggelber, wie weiches Wachs anzufühlender Thone. Im Sandstein Bernstein. 40 Fuss mächtig.

Zweite Hebung:

11. Serpulensandstein mit *Pecten*, *Ostrea digitalina*, *Pectunculus*, *Cardien*, *Trochus* und den ersten Anfängen von Nulliporen.
12. Bank von *Ostrea digitalina*, Serpulen und Nulliporen.
13. Sandiger Thon mit Nulliporen, Echiniden, Serpulen, Austern. 6 Fuss mächtig.

Erratische Blöcke: Syenit, Gneiss, Granit und grauer quarzitischer Sandstein, welcher nur mit dem erstgenannten zusammen vorkommt. „Man kennt einen gleichen Sandstein in Böhmen im Liegenden der Braunkohlenlager.

Krystallinische Geschiebe: Höhe von Wiszenka und Walddorf südlich von Rawa, zwischen Bełz und Uhnow.

Sandsteinblöcke (20—30 Kubikklafter): bei Rawa, Ruda magierowska, Kamionka woloska, längs des Plateauabhanges von Rawa gegen Żołkiew mit Gletscherschliffen. Zwischen Rawa und Potylicz sieht man in der Ebene einen Hügel von 60 Fuss Höhe und 500 Fuss Durchmesser an der Basis, der blos von abgeriebenem Sand dieses erratischen Sandsteines besteht, an welchen sich die grossen Blöcke ringsum anlegen. Löss über Erratischem.

1860. **Heer** O. Untersuchungen über das Klima und die Vegetationsverhältnisse des Tertiärlandes. Mit Profilen und einem Kärtchen Europa's. Winterthur. Separatabdruck aus dem dritten Band der tertiären Flora der Schweiz.

Pag. 98 und 99: Swoszowice und Wieliczka.

Swoszowice gehört in die Oeninger Stufe und theilt mit Tokay mehrere ausgezeichnete Arten.

Das Salzlager von Wieliczka gehört wahrscheinlich der helvetischen Stufe an.

In der ganzen Flora der karpathischen Insel walten die mittel- und obermiocänen Bäume vor. (Eichen, Hainbuchen, Ulmen, Planeren, Birken, Erlen, Pappeln, Weiden, Ahorn- und Nussbäume, namentlich aber auch Buchen- und Kastanienbäume, von welchen die *Castanea Kubinyi* einen

besonders hervorragenden Antheil an der Waldbildung dieser Insel genommen. Die tropischen und subtropischen Arten treten hier sehr zurück. (Nur einige weit verbreitete *Cassien*, *Acacia parschlugiana* und *Mimosites palaeogaea Ung.*, Laurineen sehr selten, *Cinnamomum polymorphum* als einzige Species selten nur in Wieliczka.) „Es dürfte dies wohl für die obermiocäne Zeit die nördliche Grenze des tertiären Kampherbaumes gewesen sein."

1860. **Stur** D. Vorlage von Tertiärfossilien aus Galizien. Verh. d. geolog. R.-A. p. 12—13.

Es werden 69 Species von Holubica bei Pieniaki angeführt und wird der Anschluss der bezüglichen Sandablagerung an die volhynischen und podolischen Fundorte Eichwald's betont.

1860. — — Aufnahmen im nordöstlichen Theile von Galizien. Verh. d. geolog. R.-A., p. 26—29.

Zwei getrennte Stufen: Tiefland und Hochebene, deren Grenze zugleich ein Theil der europäischen Wasserscheide.

Im Tiefland vorherrschend: Diluvialer Flugsand, schwarze Erde „Czerna zem", erratische Blöcke.

Hochebene: Im Tertiär vorherrschend Nulliporen-Kalk, untergeordnet Sand und Sandstein, Braunkohle. Eocen fehlt. Kreide bildet das unmittelbare Liegende. Die die Salzlager begleitenden ältesten neogentertiären Gesteine nur längs der Karpathen. Die jüngsten Gebilde dieser Epoche, die Gypsmassen, nur näher dem Dnjester, und zwar beiderseits desselben. Die Wasserscheide zwischen Bug und Dnjester hatte schon vor dem Diluvium, zur Tertiärzeit, ihre Geltung als Wasserscheide, dagegen noch nicht zur Kreidezeit, was aus dem Fehlen des Tertiärs und dem Auftreten der Kreide nördlich der Wasserscheide gefolgert wird.

1860. **Wolf**, H. Diluvialbildungen zwischen Rzeszow und Lemberg. Verh. d. geol. R.-A., p. 29—31.

Das erratische Diluvium reicht bis an das Hochplateau und besteht aus Syenit, Granit, Porphyr und quarzigem Sandstein. Spur von Gletscherschliffen bei Rawa an einem Blocke. Mächtigkeit 3—12 Fuss, Seehöhe bis 160 Klafter. Viel mächtiger an dem Nordrande der Karpathen bei Przemysl, Pikulice, Krukienice, Ostrozec. Es finden sich nebst den obgenannten ungeheure Blöcke des weissen Jurakalkes, Trümmer von Karpathensandstein und Kreidemergel, zusammen in Sand und schwarzen Schieferplatten, von den Karpathengliedern. Hin und wieder auf Geröllen festsitzende Korallen. Mächtigkeit 10—12 Klafter. Flugsand, Löss, jüngere Süsswasserkorallen und Sumpferze; Torf und Kalktuff noch jetzt im Fortschreiten.

1860. — — Die Tertiärbildungen westlich von Lemberg. Verh. d. geol. R.-A., p. 46—47.

Das Tertiär nach der Fauna dem Leithakalke äquivalent, durch Süsswasserschichten in zwei Abtheilungen getrennt. Die Süsswasserschichte ist bei Leworda und Polan durch Fossilreste als solche nachgewiesen, an anderen Orten durch eine Trümmerschichte bezeichnet. Darunter Braunkohle (tiefstes Glied), Alths unterer Sand und Sandsteine und der darauf folgende Nulliporensandstein, Ostreenbänke und bernsteinführender Sandstein (Kaiserwald.)

1861. **Foetterle**, F. Mammuth in Galizien. Verh. d. geol. R.-A., p. 290.

Zahlreiche Knochenreste von Mammuth wurden bei Koperowce nächst Zaleszczyki an der Berglehne zwischen dem Dnjester und Sereth-Flusse und dem Tuppabache in einer Höhe von 450 Fuss über dem Dnjester unter einer Schotterdecke von 12 Fuss aufgefunden, gehörten wahrscheinlich einem Individuum an, zerfielen aber an der Luft gänzlich.

1862. **Hauer**, K. R. v. Untersuchungen über den Brennwerth der Braun- und Steinkohlen von den wichtigen Fundorten im Bereiche der österreichischen Monarchie nebst einigen statistischen Notizen und Angaben über ihre Lagerungsverhältnisse. Wien.

Ostgalizische Tertiärkohlen, p. 250—252. Żółkiew (Kamionka woloska, Rawa, Skwarzawa, Potylicz) Zloczów, Podhorce, Mikolajow, Myszyn, Nowosielica.

1862. **Mayer**, Dr. J. Physiographische Literatur der polnischen Länder. (poln. Die Abhandlungen sind grösstentheils in ihrer Sprache citirt.) Jahrb. der k. k. wissenschaftl. Gesellschaft in Krakau. 3. Heft, VII. Bd., Krakau, p. 49—231.

Nach VIII Materien geordnet. Mit einem Autorenregister.

Der geologisch-paläontologische Theil ist sehr unvollständig.

1863. **Hauer**, Carl R. v. Ueber das Verhältniss des Brennwerthes der fossilen Kohlen. Jahrb. d. geol. R.-A. Galizien und das Krakauer Gebiet, p. 320—321.
1863. — — Analyse der Braunkohlen von Myszyn in Galizien. Jahrb. d. geol. R.-A. 1863. p. 595.
1863. — — Ueber das Verhalten des Brennwerthes der fossilen Kohlen in der österreichischen Monarchie zu ihrem Formationsalter. Wien.
1863. **Hauer**, F. R. v. und **Stache**, Dr. Guido. Geologie Siebenbürgens. Wien.
Pag. 42: Beträchtliche Ablagerungen von Gyps sind an der Basis der Cerithienschichten in der Strellbucht und am Nordfusse des Mühlenbacher Gebirges eingelagert.
Pag. 102, Steinsalz: Ueber das engere Alter keine Angaben, wird zum jüngeren Tertiärgebirge gestellt.
Pag. 138. Eocäne Gypse. (Waren nicht ganz sicher ermittelbar.)
1863. **Helmersen**, G. v. Geologische Karte von Russland. Mit Text. (Russ.)
1863. **Płachetko**, Severin. Das Becken von Lemberg. 36 Seiten, 2 Tafeln. Lemberg. Das Geologische unterscheidet sich nicht wesentlich von Alth's Darstellung, das Paläontologische bezieht sich nur auf den Kreidemergel.
1863. **Stur**, D. und **Wolf**, H. Barometermessungen in Ostgalizien. Jahrb. d. geol. R.-A., p. 242—246.
1864. **Laube**, Dr. G. C. Die Baculitenschichten von Böhmisch-Kamnitz. Verh. d. geol. R.-A., p. 22—27.
Unter 60 daselbst vorkommenden Fossilien sind 15 Species in der Lemberger Kreide vertreten.
1865. **Hauer**, C. R. v. Die fossilen Kohlen Oesterreichs. 2. vermehrte Auflage. Wien. Ostgalizische Tertiärkohlen, p. 250—252. Die gleichen Angaben, wie in den „Untersuchungen" etc. 1862.
1865. **Letocha**, A. Vorlage von Localfaunenverzeichnissen. Verh. d. geol. R.-A., p. 112.
Tarnopoler Kreis, Korytnica, Białozurka, Ostapie. Die Verzeichnisse sind nicht abgedruckt.
1865. **Stur**, D. (Nach den Bestimmungen der Herren A. Letocha und F. Karrer.) Fossilien aus den neogenen Ablagerungen von Holubica bei Pieniaky, südlich von Brody im östlichen Galizien. Jahrb. d. geol. R.-A., p. 278—282.
29 in dem früheren Verzeichnisse nicht erwähnte Conchylienarten, 41 Foraminiferen.
1866. **Barbot de Marny**, Ergebnisse einer Reise durch Galizien, Volhynien und Podolien im Jahre 1865. St. Petersburg. 150 Seiten und 2 Karten. (Russisch.) Referat von Herrn M. Eroseff. Verh. d. geol. R.-A. 1867, p. 174—175.
Granit, Silur (in Volhynien unbedeutend), Devon, (nur Galizien), Kreide, Tertiär (analog dem des Wiener Beckens, doch ohne Congerienschichten, welchen nur der Steppenkalk von Odessa ungefähr analog). In die marine Tertiärgruppe gehören die Braunkohlen, Nulliporenkalk lagert auf Gyps. (Czernokosizy.) In Volhynien und Podolien ist die Dreitheilung der marinen Tertiärschichten, wie sie Alth und Wolf in Galizien versucht, nicht durchführbar, da kein paläontologischer Unterschied zwischen den über und den unter den Nulliporenkalken liegenden Schichten existirt. Bei Rowno Basalt. Lössbedeckung.
1866. **Barbot de Marny**, Ueber die jüngeren Ablagerungen des südlichen Russlands. Sitzungsber. d. k. Ak. LIII.
In Volhynien und Podolien bis zum Parallel der Stadt Mogilew am Dnjester stets Leithakalk und Cerithienschichten. Südlich davon nur Cerithienschichten, welche unmittelbar auf der Kreideformation lagern.
Sarmatische Bryozoenriffe.
Steppenkalk nördlich vom Kaukasus mit *Mactra Podolica*. Der Kalkstein am schwarzen Meere (Odessa) mit *Cardium littorale* und *Dreissena Brardi* ist nicht eigentlicher Steppenkalk, sondern jünger.
1866. **Foetterle**, F. Bernstein im tertiären Sandsteine eingeschlossen von Lemberg. Verh. d. geol. R.-A., p. 103.
1866. **Suess**, E. Untersuchungen über den Charakter der österreichischen Tertiärablagerungen. (Sitzungsber. Ak. LIV. I. Abth.) I., p. 87—152 II., p. 218—257.
Auf die Schichten von Molt, Loibersdorf, Gauderndorf und Eggenburg folgt der Schlier, unten mit *Meletta sardinites Nautilus* marinen Conchylien, Cristellarien, höher oben mit Gypslagen und Sandsteinplatten mit Landpflanzen, auch brackischen Einschwemmungen. Darüber erstes Erscheinen von *Helix turonensis*, *Cerithium lignitarum*, deren Schichten eine vielleicht selbststän-

dige, vielleicht mit den höheren marinen Bildungen zu vereinigende Gruppe bilden.

„In ähnlicher Weise, wie den Amphisylenschiefer sein Gehalt an bituminösen Substanzen, kennzeichnet den Schlier, wenigstens in diesem Gebiete, der Reichthum an Bittersalz, Gyps und Kochsalz, welcher an vielen Stellen bald durch Bitterquellen und bald durch Salzausblühungen und die Salzflora bemerkbar wird. Es liegt daher die Vermuthung nahe, dass auch die viel bedeutenderen Salzlagen Galiziens und die lange Reihe von Salzquellen, welche die Karpathen begleitet, dem Schlier zufallen."

1867. **Karrer**, Felix. Zur Foraminiferenfauna in Oesterreich, 3 Taf. und eine Uebersichtstabelle. (Sitzungsb. d. k. Ak. Bd. LV. I. Abth., p. 331–368.)

I. Schlier in Niederösterreich und Mähren.

Amphistegina Haueriana d'Orb. im Schlier von Grussbach in den höheren und den tieferen Schichten Karrers, von Enzersdorf bei Staats und von Jaklovetz bei Ostrau. p. 334. „finden wir, dass unsere Schlierfauna" (Foraminiferen) „durchwegs mit jener von Baden übereinstimmt, es sind alle Arten auch dort vertreten." p. 335. „Jedenfalls deutet aber der ganze Charakter der Fauna auf eine Ablagerung des Schliers in grösserer Tiefe" (als der des Badener Tegels.)

II. Die Foraminiferenfauna von Grund.

III. Neue Foraminiferen aus der Familie der Miliolideen aus den neogenen Ablagerungen von Holubica, Lapugy und Buitur.

IV. Jura von St. Veit.

1867. **Reuss**, A. E. Die fossile Fauna der Steinsalzablagerung von Wieliczka in Galizien. 8 Tafeln. (Sitzungsb. d. k. Ak. LV.) 166 Seiten.

Als Resultat der Vergleichung der Reste von Wieliczka mit denen anderer Tertiärlocalitäten ergibt sich dem Verfasser die Zugehörigkeit der untersuchten Fauna zu jener der Leithakalkstufe des Wiener Beckens.

1867. **Stur**, D. Beiträge zur Kenntniss der Flora der Süsswasserquarze, der Congerien- und Cerithien-Schichten im Wiener und ungarischen Becken. Jahrb. d. geol. R.-A. XVII., p. 77—188.

Die Localität Swoszowice scheint trotz des sarmatischen Charakters ihrer Flora wegen des von Zeuschner citirten Pectens fast unzweifelhaft älter, als sarmatisch. Der Gyps der Bukowina und der Ostgaliziens sind sarmatisch.

Ausserdem viele anderwärts zerstreute Daten über das ostgalizische Tertiär. Das Grundgebirge, die Kreide, ist nicht eben, sondern besitzt eine hügelige Oberfläche. Gliederung des Tertiärs am Nordrande des galiz.-podol. Plateaus: Zu tiefst grüne Tegel und Braunkohle. Darüber der Reihe nach die Pectunculus-Schichte mit zahllosen Petrefacten, eine 3—4 Fuss mächtige feste Nulliporenkalk-Bank, sandige Nulliporenschichten, Sand und Sandsteine, welche im Kaiserwalder Steinbruche auch *Corbula gibba*, *Pecten sarmentitius* und Bernstein führen. Als oberste Bildung der Nulliporenschichten gewöhnlich ein sandiger, poröser Kalk mit Nulliporenkügelchen, Serpulen, Austern, *Trochus patulus*, *Cerithium scabrum* und (stellenweise sehr häufig) *Ervilia pusilla*.

1868. **Ambroz**, Ferdinand. Ueber einige Mineralvorkommen in Swoszowice. Jahrb. d. geol. R.-A., p. 291—296.

Mineralwasser, Kalkspath, Gyps, Schwerspath, Quarz, Schwefel.

1868. **Foetterle**. F. Der Wassereinbruch in Wieliczka. Verhandl. d. geolog. R.-A. p. 419—427.

Lagerungsverhältnisse.

1868. — — Die Chlorkalium-(Sylvin)-Ablagerung zu Kalusz in Galizien. Verh. d. geol. R.-A., p. 226—232.

Schichtfolge des Tertiärs von oben nach unten: 1. Blaugrauer Thon und Letten mit einer schmalen Gypslage, 23 Klafter sylvinfreies Haselgebirge 2. 7 Klafter sylvinführendes Haselgebirge, 3. 38 Klafter sylvinfreies Haselgebirge und sandiger Liegendthon und Letten.

1868. **Hingenau**, O. Freih. v. Ueber das Vorkommen und die Nutzbarmachung von Kalisalzen in den Salinen-Districten Galiziens. Verh. d. geol. R.-A., p. 26—32 und p. 33.

1868. **Nechay**, Joh. v. Sylvin von Kalusz und Mammuthzahn von Holosko bei Lemberg. Verh. d. geol. R.-A., p. 232.

1868. **Petrino**, Otto Freih. v.
1. Petrefacte vom Dnjester-Ufer bei Onuth in der Bukowina.
2. Geologische Karte der Dnjester Niederung zwischen Zaleszczyki und Mielnica. (Vorgelegt von Dr. Stur.) Verh. d. geol. R.-A., p. 407—408.
Die Petrefacte stammen aus dem Cenoman; die Karte wurde der Kartensammlung d. geol. R.-A. einverleibt.

1868. **Schneider**, Anton. Encyklopädie zur Landeskenntniss Galiziens in historischer, statistischer, topographischer, hydrographischer, geognostischer, ethnographischer, gewerblicher, sphragistischer etc. Hinsicht, Lemberg, (Polnisch.) Referat über das 1. Heft von F. Kreuz. Verh. d. geol. R.-A. 1869., p. 41.

1868. **Suess**, Dr. Ed. Bemerkungen über die Lage des Salzgebirges bei Wieliczka. Mit 1. Karte. (Sitzungsb. d. k. Akad. LVIII., p. 541—547).
Die Faltung des nordkarpathischen Salzgebirges bildet ein Analogon zu derjenigen der Schweizer Molasse.

1868. **Stache**, Guido. E. Urban. Sendung von Petrefacten aus den Zwischenschichten des Gypslagers bei Troppau. Verh. d. geolog. R.-A., p. 106—107.
Die Stücke wurden bei Anlage der Kathreiner Gypsgrube gesammelt; Reuss hat ihre Uebereinstimmung mit Arten von Wieliczka hervorgehoben.

1869. **Favre**, E. Description des mollusques fossiles de la craie des environs de Lemberg en Galicie. Genève et Bâle; Paris. 13 pl.
Bearbeitung eines in Wien befindlichen Materiales senoner Kreidefossilien grösstentheils vom Fundorte Nagorzany. Mehrere Arten werden später für eine zufällige Beimischung tertiärer Formen erklärt.

1869. **Foetterle** F. Die Lagerungsverhältnisse der Tertiärschichten zwischen Wieliczka und Bochnia. Verh. d. geolog. R.-A., p. 29—31.
Ueberschiebung der Schichten. Das Hangende der Salzschichten zwischen beiden Orten sind marine Tertiärsande mit vielen Fossilien. Fundorte derselben: Kossovice, Krzyszkowice, Bogucice, Buczyna und Lapczyce.

1869. **Temple**. Die ausgestorbenen Thiere in Galizien. Eine zoolog. Skizze als Beitrag zur Landeskunde. Pest.

1869. **Zepharovich**, V. Ritter v. Mineralogische Notizen. I. Zur Bildungsgeschichte der Minerale von Swoszowice. II. Winkel der Schwefelkrystalle von Swoszowice. Jahrb. d. geolog. R.-A. p. 225—231.
Calcit, Baryt, Schwefel, Quarz.

1870. **Hauer**, C. Ritter v. Das Schwefelvorkommen bei Swoszowice in Galizien. Verh. d. geolog. R.-A., p. 5—8.
Die schwefelführende Region ist an eine von Gyps durchzogene tertiäre Mergelschichte gebunden.

1870. — — Ueber den Kainit von Kalusz in Galizien. Jahrb. d. geolog. R.-A., p. 141—146.

1870. **Hoernes**, Dr. Moriz. Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien. II. Bd. Bivalven. Mit 85 Tafeln. Abhandl. d. geolog. R.-A. IV. Bd.
Viele Citate in Galizien u. Russ.-Polen vorkommender Tertiärfossilien.

1870. **Petrino**, O. Freih. v. Ueber die nachpliocänen Ablagerungen, insbesondere über Löss und über die Wichtigkeit der Erforschung dieser Bildungen als Grundlage für die landwirthschaftliche Bodenkunde. Verh. d. geolog. R.-A., p. 79—80.
Aus den heutigen Veränderungen der Flüsse lassen sich alle Erscheinungen der ältern Flussterrassen und des Lösses erklären.
„Der Löss ist ein aus den oberen Schichten einer langsam fliessenden Wassermasse (Wassersäule) sich absetzendes Product der Flüsse oder Bäche."

1870. **Römer**, F. Geologie von Oberschlesien. Breslau. Mit einem Atlas von 50 Taf.
Tertiär: (p. 358).
Eocän (Gliederung nach Hohenegger).
a) Nummulitenführende untere Abtheil.
b) Menilitführende obere Abtheil. (Tongrien, Obligocänthon von Boom in Belgien, Septarienthon Deutschlands.)
Miocän (p. 367).
Der oberschlesische Muschelkalkrücken am rechten Oderufer bildet die Nordgrenze der Verbreitung jüngerer mariner Tertiärschichten. Verbindung mit dem Tertiär Mährens und Niederösterreichs durch die schmale Zone zwischen Mährisch-Ostrau und Prerau, mit denen Galiziens durch eine dem Weichselthal oberhalb Krakau entsprechende gleichfalls schmale Zone.

a) Untere Abtheilung (mariner Tegel nebst Leitha-Kalk).
1. Petrographisches Verhalten. 500—700 Fuss mächtiger sand- u. kalkhältiger Thon mit Salzspuren (= Badener Tegel, p. 409). Der Kalkstein, zuweilen direct auf dem Grundgebirge, ist eine gleichalterige Facies.
2. Verbreitung und Entwickelung im Einzelnen.
α) Rechtes Oderufer.
Zabrze (Hauptschlüsselstollen). Glaukonitische Mergel auf Kohlensandstein. *Pecten spinulosus Goldf.*
Rippen und Dornen sind schwächer, als an den Badener Exemplaren. *Pecten denudatus Reuss* (Im Atlas als *P. cristatus* bezeichnet) *Thracia ventricosa Phil.*, *Xenophora cumulans Brongn.* (ausserdem Loibersdorf; Gomberto) „2 unvollständige aber sicher bestimmbare Exemplare."
β) Linkes Oderufer.
Vorherrschend Gyps mit Mergeln und Thonen. Leitha-Kalk von Hohndorf mit *Pecten latissimus Amphistegina Hauerina.*
b. Obere Abtheilung (Land- und Süsswasserfossilien), p. 432: Nordische Blöcke in ganz Oberschlesien; ihre Grenze an den Gehängen der höheren Gebirgsketten der Karpathen und des Gesenkes in einer 1000 Fuss übersteigenden Meereshöhe (beobachtet 1226 u. (wenigstens) 1400 Fuss hoch über dem Meere).

1871. **Tschermak,** G., Dr. Beiträge zur Kenntniss der Salzlager. Anzeiger der k. Akad. d. Wissenschaften. VII. pag. 124.
Carnallit und *Kieserit* im *Kainit* von Kałusz. Folglich ist die Carnallit- und Kieserit-Etage von Stassfurt zu Kałusz in umgewandeltem Zustande vorhanden.

1872. **Alth,** Dr. A. v. Uebersicht der Geologie West-Galiziens. Bericht d. physiogr. Commission in Krakau. VI., p. 87—143 (poln.).

1872. Der k. k. Schwefelbergbau zu Swoszowice bei Krakau. (Anonym.) Oesterr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. Nr. 39. Referat von K. Paul. Verh. d. geolog. R.-A., p. 356.

1872. **Favre,** E. Berichtigung in Bezug auf meine Arbeit über die Molluskenfauna der Kreide von Ostgalizien. Verh. d. geolog. R.-A., p. 137.
Dem Material der geologischen Reichs-Anstalt war durch Zufall eine Anzahl Fossilien aus den (tertiären) Kaiserwalder Schichten beigemengt, deren Erhaltungszustand mit jenem aus den Kreideschichten stimmte. 4 bekannte Arten und eine neue aus jenen wurden als neue Kreidespecies beschrieben.

1872. **Hauer,** Franz Ritter v. Geologische Uebersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie. Jahrb. d. geolog. R.-A., p. 389—394 u. p. 397.
Verbreitung von Kreide und Neogen in der ostgalizischen Ebene.
„Der über den Leitha-Kalken der Ebene liegende Gyps darf nicht in gleiches Niveau gestellt werden mit den Gypsen des Salzthones".

1872. **Rumpf,** Johann. Ueber den Kaluszit, ein neues Mineral von Kalusz. Mit 1 Tafel. Tschermak's mineralogische Mittheilungen, p. 117—124.

1872. **Stöhr,** Der Schwefelbergbau von Swoszowice. Oesterr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, p. 305.

1872. **Stur,** D. Der westliche Theil des Aufnahmsgebietes am Dnjester in Galizien und Bukowina, in den Umgebungen von Zaleszczyki (östlich bis zum Sereth). Verh. d. geol. R.-A., p. 271—274.
Ueber der Kreide folgt unmittelbar die Nulliporenbildung, darüber eine Ervilienschichte, welche anfangs sammt dem darüber folgenden Gyps für möglicherweise sarmatisch gehalten wurde, nunmehr aber durch Nulliporen- und Pecten-Funde als marin bezeichnet ist.
Die Stellung des Gypses bleibt noch zweifelhaft (ob sarmatisch oder marin), dagegen wird der den Gyps bedeckende Letten in die sarmatische Stufe gestellt.

1872. — — Der östliche Theil des diesjährigen Aufnahmsgebietes am Dnjester in Galizien und Bukowina, in den Umgebungen von Mielnica (westlich vom Sereth). Verh. d. geol. R.-A., p. 287—289.
Die Nulliporenbildung enthält im Osten mehr Sand, die Nulliporen sind selten in Kugeln, meist in Stämmchen von 2—3 Linien Länge und geringer Verzweigung.

1873. **Barbot de Marny** und **Krapinskij**, Geologische Untersuchungen im volhynischen Gouvernement. Separatabdruck aus der Jubiläumsschrift des Berg-Institutes in Petersburg. 83 Seiten. 1 Tafel. (Russisch.) Nach mündlichen Uebersetzungen des Herrn St. Kontkiewicz.

Der erste Theil, von Krapinskij bearbeitet, enthält die Untersuchungen längs der Eisenbahn zwischen Brest und Rowno, wo die Tertiärformation nicht auftritt.

Der zweite von Barbot verfasste Abschnitt beschreibt die Hauptlinie zwischen Rowno und Berdyczow und die Verbindungslinie zwischen Rowno und Radziwilow. In der Umgebung von Radziwilow herrscht die Kreide. Das von Pusch erwähnte Granitvorkommen von Krupiec wird von Barbot für falsch erklärt. Weder sah er selbst dort Granit, noch konnten die Einwohner eine bestätigende Angabe machen. Auch dass es sich um einen erratischen Block handle, hält derselbe für ausgeschlossen, da das nordische Diluvium dort nicht mehr vorkomme. Auf den südlich gelegenen Höhen bei Poczajow tritt Tertiär in der marinen und sarmatischen Stufe auf.

1873. **Lomnicki**, M. Geologische Notizen über eine Excursion nach Podolien. Bericht d. physiogr. Commission in Krakau. VII., p. 125—131. (Polnisch.)

1873. **Paul**, C. M. Bericht über die geologische Aufnahme des Wassergebietes des Suczawathales in der Bukowina. Verh. d. geolog. R.-A., p. 237—240.

Charakteristik des Blocklehms Petrinos: Gelber, ziemlich fester, lössartiger Lehm mit weissen, zerreiblichen Kalkconcretionen ohne Lössschnecken, ohne diluviale Säugethierreste, bildet stets eine dunkle fruchtbare Ackerkrume; er ist hier namentlich schön auf der Landspitze zwischen dem Sereth- und Suczawaflusse entwickelt, die er vom Austritte dieser beiden Flüsse aus dem Gebirge an, mit Ausnahme einzelner hervorragender Kuppen aus Neogensandstein, ausschliesslich bedeckt. Er tritt ziemlich nahe an den Rand des höheren Gebirges heran. Ueber Karpathensandstein beobachtete ich ihn nirgends; seine Unterlage ist stets Neogensand, Sandstein oder Mergel. „Die Genesis dieser Bildung ist nicht ganz klar, so viel möchte ich aber vorläufig vermuthen, dass dieselbe von der Richtung der gegenwärtigen Flussläufe ziemlich unabhängig ist. Der Blocklehm ist sicher das älteste Glied der diluvialen Ablagerungen dieser Gegend."

1873. **Stur**, D. Beiträge zur genaueren Deutung der Pflanzenreste aus dem Salzstocke von Wieliczka. Verh. d. geolog. R.-A., p. 6—10.

1873. **Stur**, D. Neue Pflanzenfunde in der Umgebung des Schwefelflötzes in Swoszowice, eingesendet vom Herrn Bergmeister Schmid. Verh. d. geolog. R.-A., p. 202.

1873. — — Sendung von Petrefacten aus verschiedenen Schichten im östlichsten Theile Galiziens. Verh. d. geolog. R.-A., p. 224—225.

Aus neogenen Leitbasandsteinen und Tegeln aus der Umgebung von Niwra. Pferdezähne aus dem Diluvium von Uście-Biskupie.

1873. **Wessely**, Josef. Der europäische Flugsand und seine Cultur.

Besprochen im Hinblicke auf Ungarn und die Banater Wüste insbesondere. 378 S. Mit 1 Karte. Wien, Faesy u. Frick.

Referat im Centralblatt für das gesammte Forstwesen 1875, p. 149.

1873. **Windakiewicz**, Eduard. Die Braunkohlengrube Sr. Durchlaucht des Fürsten Sanguszko zu Grodna bei Dembica in Galizien. Oesterreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen, p. 253—254.

Die Grube liegt 2½ Meilen südlich von Dembica in Galizien. Nördlich (Kamieniec) und südlich davon (Baczalka) lagern Karpathensandsteine; westlich (Glabikowka) liegt poröser (40° nach Ost fallender) Grobkalk mit Pecten, ähnlich denen von Mikolajow. Das Flötz von Grodna ist 4 Klafter mächtig, führt Planorben und fällt in den oberen Partien 80, in den tiefsten 35° nach Süd. Im westlichen Theile des Barbarastollens scheint das Flötz in der Höhe nach Norden überzukippen. Die Ablagerung dürfte dem miocänen Alter angehören.

1873. — — Torfmoore in Ostgalizien. Bericht der physiogr. Commission in Krakau. VII., p. 90—98. (poln.)

1874. **Alth**, Dr. A. v. Bericht über geologische Untersuchungen in den Thälern des Złota Lipa-, Koropiec- und Barisz-Flusses. (Berichte d. physiogr. Commission in Krakau, poln., nach mündl. Uebersetzungen des Hrn. Dr. E. v. Dunikowski.)

Zu Baranow und Ladzkie ein Tertiärsandstein, welcher an den von Wulka bei Lemberg erinnert, zahlreiche glatte und flache Pectiniten mit kleinen, gleichen Ohren enthält, Arten die A l t h bisher weder aus dem Wiener Becken, noch aus Russisch-Podolien und Volhynien bekannt waren.

1874. **Alth**, Dr. A. v. Ueber die paläozoischen Gebilde Podoliens und deren Versteinerungen. 1. Abth. Abhandl. d. geolog. R.-A. Bd. VII, Heft 1, 5 Taf.

P. 17: Bei Czortków und südwärts wird das Silur unmittelbar vom Tertiär bedeckt, und zwar dort von Sand und Sandstein, hier von Nulliporenkalk, der zwischen Jagielnica und Ułaszkowce noch von einem bräunlichen, festen Kalkstein bedeckt wird, der mit Steinkernen von Muscheln angefüllt ist. Der Nulliporenkalk bildet gewöhnlich das älteste Glied der Formation. „Die allgemeine oberste Decke des podolischen Plateaus nördlich vom Dnjester bildet gelber, sandiger Löss, an manchen Orten reich an Schalen von L i m n a e e n und P l a n o r b e n. Am Dnjester selbst tritt dieser Löss auch im Thale dort, wo die Gehänge sanfter sind, auf, zum Beweise, dass seine Ablagerung später stattfand, als die Bildung dieses Thales."

P. 18: In der Schlucht, welche von Doroszoutz südlich gegen Toutry hinaufführt, folgt auf Silur Kreideconglomerat; Sandstein mit Feuersteinen und Chalcedon-Ausscheidungen, ebenfalls zur Kreide gehörig; grünlicher, sandiger Mergel (4—6 Fuss); Geröll (6—9 Zoll); Sandstein mit Nulliporen (10 bis 20 Fuss); Conglomerat von Nulliporenknollen (10—20 Fuss); 1—2 Fuss starke Klüfte mit Nulliporenknollen ausgefüllt; Haufwerk von Nulliporenknollen (20—30 Fuss); harter Nulliporensandstein (1—2 Fuss); Gyps (30 bis 50 Fuss).

Z a l e s c z y k i (Schlucht, in welcher die Czernowitzer Strasse) Schichtfolge: Silur, Devon, Tertiärmergel mit Bryozoen und Foraminiferen, *Terebratula grandis*, *Pecten Malvinae*, *Ostrea digitalina*, ein grosser Pecten und Steinkerne, Nulliporensandstein, Gyps.

Pag. 21: Das Paläozoische Podoliens besitzt eine schwache Neigung gegen Westen.

1874. **Coquand**. Das Alter der Steinsalzlager in der Moldau. Bull. soc. géol. de France II., p. 369—371.

1874. **Łomnicki**, M. Bericht über die Untersuchung in den Thälern der Złota-Lipa u. s. w. Berichte der physiogr. Commission in Krakau. VII., p. 184—206. (Poln.)

1874. **Stur**, D. Einige interessante Petrefacte aus dem Neogen von Nowosielica in Galizien und aus der Trias der Alpen. Verh. d. geolog. R.-A., p. 402—403.

Zu Nowosielica über dem 13zölligen Glanzkohlenflötze ein braungrauer kohliger Letten, dessen Petrefacte das Vorkommen mit dem von Mauer parallelisiren.

1874. **Thenius**, Georg, Dr. Die Torfmoore Oesterreichs und der angrenzenden Länder, ihre Wichtigkeit für Staatsökonomie und Industrie. 202 Seiten, 6 Tafeln.

P. 17. Torflager bei Lemberg im Bezirke Brzeżan zu Portniki, Stanislau (S. O.). Tłumacz (S.).

1874. **Windakiewicz**, Ed. Das Schwefelwerk von Dzwiniacz (Solotwina). Oesterr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen, p. 39—40.

1875. **Zarzeczny**, Dr. Die mittleren Glieder der Cenomanstufe im östlichen Galizien. Krakauer akad. Schrift. Bericht der Commission für Physiographie des Landes. T. 8, p. 99. Mit einer vergleichenden Tabelle und 2 Tafeln. (Poln.) (Referat von Hrn. M. V a c e k, Verh. d. geolog. R.-A. 1875, p. 166—167.)

Der Verfasser gibt nebst der Bearbeitung der Cenomanfauna eine Charakteristik der einzelnen Facies der im ostgalizischen Tieflande vertretenen Kreidestufen. (Cenoman, Turon? Sénon.)

1875. **Breitenlohner**, Dr. Die Moor- und Torfverhältnisse in Galizien und der Bukowina. (Centralblatt f. Forstwesen, Wien, p. 85—89 u. p. 242—248.)

1875. **Hauer**, F. R. v. Die Geologie und ihre Anwendung auf die Kenntniss der Bodenbeschaffenheit der österr.-ungar. Monarchie. Wien.

P. 456. Kreideformation im ostgalizischen Tiefland.

P. 608. Neogenformation am Nordfuss der Karpathen.

1875. **Hoernes**, Dr. R. Die Fauna des Schliers von Ottnang. (Jahrb. der geolog. R.-A., p. 333—400, 6. Taf. und Verhandl. d. geol. Reichs-Anst., pag. 209.)

R e u s s' Ansicht, dass die Steinsalzablagerungen von Wieliczka nicht dem oberösterreichischen Schlier, sondern dem Leitha-Kalke zu parallelisiren, ist unrichtig. Die von S u e s s aufgestellten Etagen seiner ersten Mediterranstufe

werden (mit Ausnahme der wahrscheinlich etwas älteren Loibersdorfer Schichten) als gleichzeitige Ablagerungen aufgefasst.

1875. **Hoernes**, Dr. R. Ein Beitrag zur Gliederung der österreichischen Neogenablagerungen. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., p. 631.)

P. 638. Salzablagerung von Wieliczka mit dem Schlier von Ottnang zu parallelisiren. p. 642. Schwefelablagerung von Swoszowice mehr als wahrscheinlich sarmatisch. (Flora hat nach Stur sarmatischen Habitus.)

1875. **Olszewski**, Stanislaus. Kurze Schilderung der miocänen Schichten des Tarnopoler Kreises und des Zbruczthales in Galizien. Jahrb. der geolog. R.-A. 1875, p. 89—96.

Der Autor unterscheidet von unten an:

A) Erste marine Bildung (gleichzeitig mit dem Leitha-Kalke).

B) Gyps- und Brackwasserbildung. (Letztere gleichzeitig mit den sarmatischen Cerithienschichten.)

C) Zweite marine Bildung. — Gyps wird nur von Kałahorówka am Zbrucz erwähnt. Für Pusch's „Serpulakalk" wird der Name „Tarnopoler Brackwasserkalk" vorgeschlagen.

1875. — — Ein Blick auf die geologischen Verhältnisse und insbesondere die Miocänstufe des östlichen Galizien. Krakauer akad. Schrift. Bericht der Commission für Physiographie des Landes. T. 8, p. 212. Referat von Hrn. M. Vacek in den Verh. der geol. R.-A. 1875, p. 184.

Gegend von Tarnopol und Niederungen der Flüsse Zbrucz und Gnila. 2. Med.- und sarmatische Stufe.

1875. — — Paläontologische Notizen. (Foraminiferen der Lemberger Kreide und des podol. Cenomans.) Ber. der physiogr. Commission. Krakau IX., p. 95—149. (Poln.)

1875. **Paul**, C. M. Braunkohlenführende Mediterran-Ablagerungen in Westgalizien. Verh. der geolog. R.-A., p. 264—266.

Aus dem Hangenden und dem Liegenden des limnischen Flötzes von Grudna-Dolna bei Dembica werden Fossilien angeführt, welche denen der Schichten der (zweiten) Mediterranstufe des Wiener Beckens entsprechen.

1875. **Petrino**, O. Freiherr v. Ueber die Stellung des Gypses in Ostgalizien und der Bukowina innerhalb der Neogenablagerungen. Verh. der geolog. R.-A., p. 217—220.

Ein Durchschnitt vom Dnjester zum Pruth erläutert die Lagerung des Gypses zwischen den mediterranen und den sarmatischen Schichten. Da der Autor bei Michałkow im Hangendtegel des Gypses mediterrane Petrefacte entdeckte, ergibt sich: „Der Gyps erscheint als eine in die obere Abtheilung der Mediterranstufe eingeschobene Ablagerung".

1875. **Wolf**, H. Das Gebiet am Zbrucz- und Nieczlava-Fluss. Verh. der geolog. R.-A., p. 221—222.

Das unterste Tertiär sind Sandstein mit Nulliporen, das höchste in der Gegend die Tegel über dem Gyps mit Kalk und Sandsteinplatten, welche Pecten führen.

1875. — — Quellgebiet des Sered und Umgebung. Verhandl. der geolog. R.-A., p. 222—223.

Kreide und Tertiär nehmen gegen Norden an Mächtigkeit ab. Das Tertiär beginnt im Norden stets mit Nulliporenbänken.

1876. **Kelb**, Mich. Die Soolequellen von Galizien. Mit 8 Tafeln. Jahrb. der geolog. R.-A., p. 135—208.

1876. **Olszewski**, Stanislaus. Geologische Beschreibung des nordöstlichen Theiles von Oesterreichisch-Podolien. (Berichte d. physiogr. Comm. in Krakau, poln.) Nach mündl. Uebersetzungen d. Hrn. Dr. E. v. Dunikowski)

Beschreibung der geologischen Beschaffenheit der bereisten Theile des angegebenen Landstrichs. Constatirung verbreiteter sarmatischer Schichten. Nachstehende Correctur seiner im Jahre 1875 gegebenen Eintheilung (von unten an):

1. Braunkohlenbildung.
2. Erste Meeresbildung.
   a) Sand mit zahlreichen Fossilien.
   b) Lithothamnienkalk.
3. Sarmatische Bildung.
   a) Schichten mit *Cerithium pictum* und *Ervilia Podolica*.
   b) Tarnopoler Kalk.
4. Zweite Meeresbildung mit *Haliotis*, *Pleuropora lapidosa*.

1876. **Paul**, C. M. und **Tietze**, Dr. E. Bericht über bisher in diesem Sommer ausgeführte Untersuchungen in den Karpathen. (Verh. d. geolog. R.-A., p. 294 bis 297.)

Eiszeitspuren an der Czerna Hora.

1876. **Windakiewicz**, Ed. Braunkohlenablagerungen in Ostgalizien. Oesterr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, p. 114—116.

„In Ostgalizien treten Braunkohlen in den neogenen Ablagerungen auf, und zwar nach Franz Hauer in der

I. Mediterran- (Leithakalk) und

II. Sarmatischen Stufe.

Die im nordöstlichen Theile des Landes gelegenen Ablagerungen bei Zołkiew, Rawa und Złoczów gehören den ersteren und die im südöstlichen Theile auftretenden bei Myszyn und Nowosielica den letzteren Schichtenstraten[1]) an."

1876. **Wolf**, H. Das Aufnahmsgebiet in Galizisch-Podolien im Jahre 1875. Verh. d. geolog. R.-A., p. 176—183.

Grenzen: Mündungen der Strypa und des Zbrucz, Buczacz, Siderow.

Die Tertiärschichten bedecken bei Skała, Czortkow, oberhalb Zaleszczyki unmittelbar die paläozoischen Schichten. Das Tertiär (mediterran) beginnt mit Sand, darauf folgt Nulliporenkalk, ferner 20—50 Fuss mächtiger Gyps. Mergelschichten, oft lymnischen Charakters, unten Ansätze von Braunkohlenflötzen decken den Gyps. Im Mergel *Pecten Malvinae*. Zu oberst schrundige, kieselige Kalke mit Pecten und *Ostrea*. Quartär: Berglehm, Blocklehm, Nyrok sind das erste Umschwemmungsproduct, welchem der Löss folgt.

1876. — — Aus dem Quellgebiete des Strypa- und Sered-Flusses. Verh. d. geolog. R.-A., p. 290—291.

Aus der Gegend von Podkamien und Brody zieht ein die allgemeine Plateauhöhe um 20—40 Meter überragender Höhenkamm über Zbarasz und Skalat gegen Südost mit einem steileren Abfall gegen Südwest; er besteht aus sarmatischen Schichten, vorzugsweise aus Serpulenkalk. Das Sarmatische liegt auf einer mediterranen Grenzschichte aus Ostreen und Pecten. Nach unten folgt erst Lithothamnienkalk, dann Sand.

1876. — — Die Gebiete am Gnieszna- und Gnila-Bache und am Zbrucz. Verh. d. geol. R.-A., p. 299—301.

Die Spitze des Bobót-Berges, deren Fauna Olszewski als eine zweite der sarmatischen aufgelagerte Mediterranfauna auffasst, birgt eine Gemengfauna beider Stufen, wie sie an der Grenze derselben vorzukommen pflegt.

1876. — — Reisebericht aus Galizien. Verh. d. geolog. R.-A., p. 318—320.

Seredthal zwischen Mikulince und Buczanow, Strypathal zwischen Plotycz-Horodiszcze, Przelanka oberhalb Buczacz mit den Zweigthälern.

Das Tertiär ist sandig-kieselig entwickelt, Gypstrichter; Sarmatisches nicht vorgefunden.

1877. **Alth**, Dr. A. v. Bericht über eine podolische Reise im Jahre 1875. (Berichte der physiographischen Commission in Krakau.) (Poln.) (Nach mündlichen Uebersetzungen des Hrn. Dr E. v. Dunikowski.)

Der Gyps theilt das Tertiär Podoliens in zwei Theile, von welchen der untere (Liegendes des Gypses) nur im Süden vorkommt, während der andere (sein Hangendes) nur im Norden.

Zu unterst ein Sandstein mit *Pectunculus*, *Panopaea*, *Cardium*, darauf ein sandiger Kalkstein mit grossen Nulliporen, endlich ein weicher Sandstein mit *Ostrea digitalina*. Ueber dem Gyps: graue, gelbe und harte Kalksteine oder weisse oder Mergelkalksteine. Sie haben eine andere Nulliporengattung, nämlich klein und vielfach verzweigt, ausserdem zahlreiche Milioliten. Diese Miliolitenkalke beendigen diese rein marine Bildung. Darüber kommt das Sarmatische.

1877. — — Die Gegend von Niżniow und das Thal der Złota Lipa in Ostgalizien. Jahrb. d. geolog. R.-A., p. 319—340.

Die Arbeit handelt hauptsächlich von paläozoischen und mesozoischen Formationen. Das Tertiär ist zu Ladzkie und Baranow vertreten, wo von Prof. Lomnicki unter dem Gyps fossilführende Ablagerungen gefunden wurden,

[1]) Die Verantwortung für dieses Wort muss dem Autor überlassen bleiben.

welche Alth der Miocänperiode und zwar den Kaiserwaldschichten von Lemberg zutheilt.

1877. **Lenz**, Dr. O. Reisebericht aus Ostgalizien. Verh. d. geolog. R.-A. 1877, p. 187 bis 188.

Von Horodnica und Niżniow bis zum 49. Parallelkreis.

Nordwestlich von Stanislau ein Hügelzug: Gyps (fällt 45° NO), darüber Mergel und Kalk.

1877. — — Zur Gypsfrage in Ostgalizien. Verh. d. geolog. R.-A., p. 277—278.

In dem Gypstegel bei Stanislau kommt *Pecten scabridus Eichw.* (nach Reuss = *Malvinae Dub.*) vor, welcher sich häufig in den Horner-Schichten (Molt, Loibersdorf, Korod, Eggenburg) in Salzthon und den Mergeln und Kalken der Gypsformation nördlich von Troppau findet. Barbot de Marny beobachtete Nulliporenkalk über dem Gyps. Diese Thatsachen sprechen gegen das sarmatische Alter des Gypses und für Gleichalterigkeit mit dem Salzthon.

1877. **Niedzwiedzki**, J. Zur Kenntniss der Mineralvorkommen von Kałusz. Tschermak's mineral. Mitth., p. 95—97. (Referat in Groth's Zeitschr. f. Kryst. 1877, p. 517).

Steinsalz, Sylvina, Anhydrit.

1877. **Paul**, C. M. und **Tietze**, Dr. Emil. Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. Jahrb. d. geolog. R.-A., p. 33—130.

Der Salzthon, auch in seinen der Ebene zugekehrten Theilen, sogar im Kleinen, geknickt und verbogen. Sogar die Anlagerungsgrenze der jüngeren Neogenformation mit den Braunkohlen gestört. (Gegend von Kolomea.)

P. 122. Die Facies der im galizischen Hügellande entwickelten Kreideschichten findet sich in den galizischen Karpathen nicht.

P. 122—126. Aus den fremdartigen Bestandtheilen der Conglomerate der Salzthonformation, einem in der Bukowina an analoger Stelle anstehenden mesozoischen Gestein, den exotischen Blöcken im Eocen der Karpathen wird auf eine noch zu Beginn des Neogens anstehende Gesteinszone am Nordrande der ostgalizischen Karpathen geschlossen.

1877. **Pošepný**, F. Zur Genesis der Salzablagerungen, besonders jener im nordamerikanischen Westen. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. LXXVI. Bd. I. Abth., p. 1—34. Sep.-Abdr. Hier ist Folgendes von Belang:

Der Autor nimmt an, dass die Petrefacten von Wieliczka in einen einst dort bestehenden Salzsee eingeschwemmt wurden, und zwar in nachmediterraner Zeit, was aus dem Vorkommen der sarmatischen Arten *Bythinia Frauenfeldi M. Hoern.* und *Ervilia podolica Eichw.* hervorgehe.

1877. **Tietze**, Dr. Emil. Zur Theorie der Entstehung der Salzsteppen und der angeblichen Entstehung der Salzlager aus Salzsteppen. Jahrb. d. geolog. R.-A., p. 341—374.

P. 368—371 wird der von Pošepný behauptete Ursprung der Salzlager aus Wüstenbecken auch für Wieliczka zu widerlegen, so wie auch seine Ansicht der Einschwemmung der Petrefacte von Wieliczka und des sarmatischen Alters dieser Lagerstätte den früheren Anschauungen entsprechend zu berichtigen gesucht.

1877. **Wolf**, H. Aufnahmen in Oesterreichisch-Podolien. Verh. d. geolog. R.-A., p. 137.

Gebiet zwischen Zbrucz und Strypa.

Zwischen der marinen Mediterranstufe, bestehend aus den Sanden mit *Panopaea Menardi*, den Sanden mit *Pectunculus pilosus* und den Lithothamnienknollen und den sarmatischen Schichten liegt der Gyps.

1877. **Jack**, R. L. and **Horne**, John. Glacial-Drift in the North-Eastern Carpathians. (Geol. Soc. of London Quarterly Journal XXXIII., p. 673—681.)

Referat von Herrn F. R. v. Hauer. Verh. d. geol. R.-A. 1878, p. 132.

Bezüglich der galizischen Karpathen wird nur Literatur citirt. Ein Gletscher erfüllte das Theissthal, ob bis in die Ebene, bleibt zweifelhaft.

1878. Die Mineralkohlen Oesterreichs. Eine Uebersicht der geologischen Betriebs- und Absatzverhältnisse. Aus Anlass der Pariser Weltausstellung zusammengestellt im k. k. Ackerbau-Ministerium. Zweite gänzlich umgearbeitete Auflage. Wien.

P. 382: Braunkohlen Galiziens. 1. Westgalizien. *a*) Grudna-dolna (Tarnow SO.) *b*) Niskowa (Gemeinde Szymanowice) 2. Nordostgalizien. *a*) Zolkiew. *b*) Zloczow. 3. Südostgalizien. *a*) Nowosielica. *b*) Myszyn.

1878. **Lenz**, Dr. O. Die Beziehungen zwischen Nyirok, Laterit und Berglehm. Verh. der geolog. R.-A., p. 79.
Genetischer Zusammenhang zwischen den Diluvialbildungen und dem darunter liegenden Gestein. Der ungarische Nyirok ist in seiner Verbreitung von jener der jüngeren Eruptivgesteine abhängig. Der Berglehm (Blocklehm), wahrscheinlich Verwitterungsproduct neogener, den Karpathen vorgelagerter Gesteine (Salzthon), wurde wahrscheinlich durch Wasser und Wind in die Thäler geführt und dort durch Inundationen in Terrassenform abgesetzt.

1878. **Lenz**, Dr. O. Die geologischen Karten des Stanislauer Kreises in Ostgalizien. (Verh. der geolog. R.-A., p. 108.)

1878. — — Reiseberichte aus Ostgalizien. I. Verh. der geolog. R.-A., p. 283—285.
Profil der Höhen zwischen Wolżyniec und Podluże bei Stanislau.

1878. — — Reiseberichte aus Ostgalizien. Verh. der geolog. R.-A., p. 324—326.
Bei Baranow an der Zlota lipa (wie auch an Lany) zwischen Gyps und Kreide tertiäre Sande und Sandsteine mit *Terebratula*, *Pecten sp. pl.*, *Isocardia*, *Corbula* etc.

1878. — — Gypstegel und Süsswasserkalkstein in Ostgalizien. Verh. der geolog. R.-A., p. 337—338.
Der Gyps zwischen Tłumacz, Stanislau und Halicz ist von blauem Tegel mit *Pecten scabridus* bedeckt, welcher fast in den Salzthon überzugehen scheint. Ueber dem Gypstegel folgt Kalkstein, welcher bei Lany Limnaeen führt, daher als Süsswasserkalk aufzufassen ist.

1878. **Olszewski**, Stan. Skizzen einer geologischen Excursion im Grossherzogthum Krakau. Ber. der physiogr. Commiss. in Krakau. XII., p. 247—285.

1878. **Tietze**, Dr. E. Ueber das Vorkommen von Eiszeitspuren in den Ostkarpathen. (Verh. der geolog. R.-A., p. 142.)
Bekannte Glacialablagerungen: Hohe Tatra, Czerna hora. Die Angaben von Jack und Horne (l. c.) bezüglich Przemysl beruhen auf einem Missverständniss der von Niedzwiedzki gegebenen Daten. Eiszeitspuren kommen in den Ostkarpathen nicht in der von den beiden schottischen Geologen angenommenen Ausdehnung vor.

1879. **Dunikowski**, Dr. E. v. Das Gebiet des Strypa-Flusses in Galizien. Verh. der geolog. R.-A., p. 321.
Anzeige der für das Jahrbuch bestimmten Abhandlung.

1879. — — Neue Foraminiferen aus dem Kreidemergel von Lemberg. Lemberg. 24 p. Mit 1 Taf. Kosmos, Lemberg. (Poln.)

1879. — **Hoernes**, R. u. **Auinger** M. Die Gasteropoden der Meeresablagerungen der ersten und zweiten miocänen Mediterranstufe in der österreichisch-ungarischen Monarchie. Abh. d. k. k. geolog. R.-A., Band XII.
Galizische Tertiärfossilien.

1879. **Hofmann**, Karl. Bericht über die im östlichen Theile des Szilagyer Comitates während der Sommercampagne 1878 vollführten geologischen Specialaufnahmen. 1 Tafel. Földtani Közlöny., p. 231—283.
Im Mitteleocän mächtige Gypslager, in der zweiten Mediterranstufe geringmächtige (bis mehrere Klafter) Gypsmassen in verschiedenem Niveau, bald über, bald unter den Rhyolittuffen.

1879. **Koch**, A. Dr. Schichtenreihe und Gliederung der Tertiärbildungen Siebenbürgens. Gerhard vom Rath's Vorträge u. Mittheilungen. (Aus den Sitzungsber. d. niederrhein. Ges. f. Natur- und Heilkunde zu Bonn und des naturh. Ver. f. d. preuss. Rheinl. u. Westf. 1879). Bonn 1880, p. 113—115.
Beide Mediterranstufen deutlich entwickelt. Gyps- und Steinsalzlager liegen in der zweiten (oberen).

1879. **Lenz**, Oscar, Dr. Ueber Süsswasser-Kalke bei Tlumacz in Ostgalizien. Verh. d. geol. R.-A., p. 144—145.
Kalkschotter bei Trojan über Gyps, jedenfalls der (aus Lany) erwähnte tertiäre Süsswasserkalk.

1879. — — Reiseberichte aus Ostgalizien. I. Verh. d. geol. R.-A., p. 280—283.
Oestlich und südlich von Przemysl wurde Gypstegel mit *Pecten scabridus* gefunden.

1879. **Niedzwiedzki**, J. Miocän am Südwest-Rande des galizisch-podolischen Plateaus. Verh. d. geol. R.-A. 1879, p. 263—268.

Zu unterst eine Kalkschalentrümmerschichte mit *Amphistegina Hauerina* [1]), darüber Sand und Sandsteine, local dichter, bituminöser Kalk, meist aber Lithothamnienkalk.

Die ganze Schichtfolge fällt mit grosser Wahrscheinlichkeit in die zweite Mediterranstufe.

1879. **Paul**, C. M. und **Tietze**, E., Dr. Neue Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. Jahrb. d. geol. R.-A., p. 189—304.

P. 290. Podolische und karpathische Kreidefacies sind gänzlich verschieden. Die Karpathensandsteinfacies fehlt dem galizischen Hügellande, die untere Hälfte der Kreide scheint dort gänzlich abzugehen. Als Vertreter des karpathischen Eocäns und Oligocäns ist nur die wenig mächtige, von Dr. Lenz entdeckte Oligocänablagerung von Baranow an der Zlota lipa anzusehen, erinnert aber an kein Glied der jüngeren Karpathensandsteine.

1879. **Tietze**, E. Dr. Die Thalgebiete des Opor und der Swica in Galizien. Verh. d. geol. R.-A. p. 152—154.

Wie weiter im Osten, kommen zwischen Truskawiec und Boryslaw Conglomerate vor, aus Gesteinen bestehend, welche weder in den Karpathen noch im podolischen Vorlande anstehen.

Analogie mit der schweizerischen Nagelfluh. Schluss auf einen alten Gesteinswall mit Hinweis auf die entsprechenden sich auf die Alpen beziehenden Ansichten Studer's und Kaufmann's.

1879. **Trejdosiewicz**, J. Untersuchungen in Russisch-Polen. Bericht d. physiographischen Commission in Krakau. (polnisch.)

Referat von E. v. Dunikowski. Verh. d. geol. R.-A. 1880, p. 133.

Von Tertiärschichten finden sich Kalke, deren Fauna der Verfasser noch nicht bearbeitet hatte.

1880. **Dunikowski**, Emil L. Dr. Beitrag zur Kenntniss des galizischen Diluviums. Kosmos. Lemberg. (Poln.)

1880. — — Das Gebiet des Strypaflusses in Galizien. Jahrb. d. geol. R.-A. p. 43—68.

Die Oberfläche des podolischen Plateaus ist leicht gegen Süden geneigt. Die Schichten zeigen leichte Neigung gegen S.S.W. . . . . Nördliches Gebiet. Aus dem Vergleiche der tertiären Fossilien Podoliens mit jenen des Wiener Beckens „sieht man, dass die podolische Sand- und Sandsteingruppe nicht ganz streng mit den unteren Gliedern der zweiten Mediterranstufe des Wiener Beckens zu parallelisiren ist, da sie sowohl die Fauna der unteren Tegel und Sande, als auch des oberen Leithakalkhorizontes enthält.“

Die erwähnte Gruppe und die Lithothamniengruppe „sind nicht als Horizonte, sondern als gleichalterige Bildungen aufzufassen.“

Südliches Gebiet:

„Beremianerschichten“ nennt der Autor gelbliche Kalksandsteine mit *Mytilus fuscus M. Hoern.*, welche er mit Rücksicht auf dieses Fossil in die ältere Mediterranstufe stellt. Die darüber folgenden Schichten 1. Kalkspathbreccie, 2. mergeliger Kalkstein, 3. Gypsgruppe stellt der Autor auf Grund des Vorkommens von *Heterostegina costata* und von Lithothamnien in die jüngere Mediterranstufe.

Sarmatisches fehlt im Strypathale.

Der Löss „ist manchmal geschichtet und unstreitig fluviatiler Natur.“ [2])

1880. **Hilber**, V. Dr. Geologische Aufnahmen im galizischen Tieflande. Verh. d. geol. R.-A., p. 114—116.

Es werden die auf den Blättern Mikolajów, Zydaczów und den Westhälften jener von Przemyślany und Rohatyn vorgenommenen Ausscheidungen kurz besprochen.

---

[1]) So lautet der von d'Orbigny gegebene Name. N. schreibt mit vielen Autoren *Haueri*. Auch *Haueriana* kommt in der Literatur als Bezeichnung derselben Form vor.

[2]) Letztere Behauptung wird dadurch verständlich, dass der Autor (p. 67) *Clausilia*, *Succinea*, *Pupa* für Süsswasserschnecken hält. Ein anderer nebensächlicher Irrthum ist die Behauptung, dass sich im inneralpinen Wiener Becken keine Mytili zeigen (p. 66).

1880. **Hilber**, V. Dr. Reisebericht aus Ostgalizien. I. Verh. d. geol. R.-A., p. 238—241.
Besprechung der geologischen Verhältnisse der Westhälfte des Aufnahmsterrains. (Blätter Busk, Zloczów, Załośce.) Senone Kreide, II. Mediterranstufe mit Kohlen, Diluvium.

1880. — — Reisebericht aus Ostgalizien II. Verh. d. geol. R.-A. p. 264—266.
Die geologischen Verhältnisse im Ostabschnitte des Aufnahmsgebietes. Sandstein mit Fossilien gleich jenen von Baranow über Sand mit der Fauna der zweiten Mediterranstufe.
Der podolische Gyps gehört der gleichen Stufe an. Sarmatische Stufe. Diluvium.

1880. **Lomnicki**, M. Prof. Die galizisch-podolische Hochebene zwischen dem oberen Laufe der Flüsse Gnila, Lipa und Strypa. Jahrb. d. geol. R.-A., p. 587—592.
Schichtenfolge:
I. Kreideformation.
II. Tertiärformation.
a) Süsswasserkalk mit grünen Thonen und chloritischen Sanden (Podhaycer Süsswasserkalk);
b) Terebratel- und Pectenschichte (Baranower Pectenmergel);
c) Kohlensande und Sandsteine, } (Gypslager);
d) untere Lithothamnienkalk- und Sandsteine, }
e) dichte Kalksteine (Gypskalke);
f) obere Lithothamnienkalke und Thone.
c—d ist wahrscheinlich II. Mediterranstufe, *e—f* bildet wahrscheinlich ein Uebergangsglied zum Sarmatischen.

1880. — — Bericht über die geologische Aufnahme des Gebietes zwischen Gnila, Lipa und Strypa. Mit 2 Profiltafeln. Kosmos, VI. Lemberg. (Poln.)

1880. — — Einiges über die Gypsformation in Ostgalizien. Verh. d. geol. R.-A. p. 272—275.
Die Gypsbildungen zu beiden Seiten des Dnjester sind die obersten Glieder der subkarpathischen Salzformation.
Die Baranower Schichten bilden überall die unmittelbare Basis der Gypslager. Die Süsswasserkalke von Lany und Podhayce sind das unterste Glied des podolischen Tertiärs. „Ob sie den unteren Baranower Schichten oder selbst den der I. Mediterranstufe angehörigen Salzthonen äquivalent sind, bleibt dermalen dahingestellt.“ „Dichte Gypskalke sind mariner Entwicklung und liegen typisch entwickelt nur unmittelbar auf dem Gyps.“ „Die Gypsthone liegen auf Gypskalken, oder, wo diese fehlen, auch unmittelbar auf dem Gyps. Sie sind, je näher der Salzformation, desto mächtiger entwickelt und scheinen, wo grössere Gypsstöcke fehlen, direct in dieselbe hinüberzugehen.“

1880. **Ossowsky**, Godefroy. Carte géologique de la Wolhynie. D'après ses récherches. 1860—1874. Paris. Referat von Kontkiewicz. Verhandl. d. geolog. R.-A. 1881, pag. 84—86.
Die Mediterranstufe (wohl obere V. H.) in einem schmalen Streifen längs der galizischen Grenze. „Die sarmatische, zu welcher wohl auch der vom Verfasser als *calcaire oolitique* bezeichnete Kalkstein gehört, zieht sich weit über die Grenze Volhyniens nach Südosten.“

1880. **Paul**, K. M. Ueber die Lagerungsverhältnisse in Wieliczka. Jahrb d. geolog. R.-A. pag. 687—694.
Die am Karpathenrande anstehenden wasserführenden Liegendschichten des Salzthons (Sandsteine, Sande mit Geschieben mit rothen Thonen) senken sich unter die Grube und bilden unter denselben Schichtenwellen; ein Sattel derselben wurde im Kloskischlage angeritzt, was den Wassereinbruch im Jahre 1868 verursachte.

1880. **Payer** Hugo. Bibliotheca Carpatica. Im Auftrage des „ungarischen Karpathenvereines“ zusammengestellt. Késmark (Selbstverlag d. ung. Karpathen-Ver.) Igló (Schmidt József). 378 Seiten.
5885 alphabetisch geordnete Nummern, welche auf alle Wissensgebiete bezügliche Literatur der Karpathenländer verzeichnen. In Index I ist dieselbe ferner nach XXVIII Materien geordnet. Index II citirt Materien und Ortschaften in fortlaufender alphabetischer Folge.

1880. **Tietze**, Dr. E. Die Umgebung von Lemberg. Verhandl. der geolog. R.-A. 1880, pag. 220—221.

Etwaige Unterabtheilungen in dem Tertiär von Lemberg besitzen nur locale Giltigkeit. Der Löss reicht bis auf die Höhen; die Trennung gewisser zum Berglehm gestellter Gebilde vom Löss dürfte sich nicht halten lassen.

1881. **Bąkowski**, J. Der Diluviallehm Lemberg's und der nächsten Umgebung. Kosmos, VI. Lemberg, (poln.)

1881. **Dunikowski**, Dr. E. v. Geologische Verhältnisse der Dniesterufer in Podolien. (Verh. d. geol. R.-A., pag. 82—83.)

Das Miocän beginnt bei Beremiany mit einer eigenthümlichen Schichte mit *Mytilus fuscus.*, darauf folgen Bryozoen- und Foraminiferenkalke, die Lithothamnienfacies und dann der Gyps.

Sarmatische Sande und Sandsteine mit *Eschara lapidosa* streichen in einem schmalen Hügel zwischen dem Sereth- und Zbruczflusse quer über den Dnjester. Diluvialschotter und Löss. Ueber Letzterem, stellenweise nördlich vom heutigen Dnjesterthal ein karpathischer Schotter, dessen Lage beweist, dass das heutige Dnjesterthal jünger ist, als der Löss. [1])

1881. **Dunikowski**, Dr. Emil Ritter von Habdank. Das podolische Dnjestergebiet. Dr. A. Petermann's Mittheilungen aus Justus Perthes geograph. Anst. 27. Bd, p. 161—169 [2]).

1881. **Dunikowski**, Dr. E. Die Dnjester-Ufer in Galizisch-Podolien. Kosmos VI, Lemberg. (Poln.)

1881. **Hilber**, V. Vorlage geologischer Karten aus Ostgalizien. Verh. d. geolog. R.-A., p. 95 - 97.

Kartenblätter Busk, Zloczów, Załośce. Besprechungen der Ausscheidungen.

1881. **Hilber**, Dr. V. Die Stellung des ostgalizischen Gypses und sein Verhältniss zum Schlier. Verh. der geolog. R.-A., p. 123—130.

Im galizisch-podolischen Plateau treten die Begrenzungsschichten des Gypses mit einer Schlierfauna über Schichten der zweiten Mediterranstufe auf.

---

[1]) Siehe Anmerkung [2]).

[2]) In dieser Abhandlung, welche keine neuen geologischen Beobachtungen enthält, findet sich eine Anzahl sachlicher Irrungen, welche ich mir zu berichtigen erlaube:

P. 164. „Zweite Mediterranstufe, dieselbe, die z. B. im Wiener oder Mainzer Becken so schön entwickelt ist."

P. 165. Unter Landschnecken wird *Planorbis* angeführt.

P. 167. „Sieht man im Tieflande keinen Löss." Der Löss der Tiefebene wird von älteren und neueren Autoren vielfach als sehr verbreitet und sehr mächtig erwähnt; ferner wird von denselben sein Lagerungsverhältniss zu den Sanden und zu den erratischen Absätzen der Tiefebene besprochen. Für die vermeintliche Thatsache des Fehlens des Lösses in der Tiefebene gibt Dunikowski im Wesentlichen die Erklärung, dass die Tiefebene zur Zeit der Lössbildung von Gletschern bedeckt gewesen sei, während doch aus der Literatur die stete Ueberlagerung des Glacialdiluviums durch den Löss, wenn überhaupt eine Lagerungsbeziehung vorkommt, hervorgeht.

P. 168. „Der Löss wird in den meisten Fällen von karpathischem Geschiebe überlagert, der sich weit nördlich vom heutigen Dniesterbette in dem Gebiete des Sereth- und Strypa-Flusses verfolgen lässt. Diese einfache geologische Thatsache beweist zur Genüge, dass der Dnjesterfluss in seiner heutigen Gestalt ein ganz junger Fluss ist, dessen Alter die geologische „Jetztzeit" (Alluvium) nicht überschreitet." Dazu ist folgendes zu bemerken: Die weite Ausdehnung dieser Lagerungserscheinung ist fraglich, da Dunikowski selbst bei der Darstellung des Gebietes des Strypaflusses (Jahrb. d. geolog. R.-A. 1880, p. 43) sie ebensowenig erwähnt, als Wolf aus dem Strypa- und dem Sereth-Gebiete (Verh. d. geolog. R.-A. 1875, p. 222, 1876, p. 176, 290, 318, 1877, p. 137), Letzterer aber das umgekehrte Verhältniss angibt. Die Ueberlagerung des Lösses durch karpathischen Schotter führt nicht zwingend zu der Annahme des Autors. Denn der Schotter kann vor der Lössbildung auf das Plateau gelangt und nur umgelagert sein, ferner kann das Dnjesterthal vor der Lösszeit, wie heute, bestanden haben, aber später mit Löss erfüllt worden sein. Die von Dunikowski übersehene Thatsache des verbreiteten Lössvorkommens, sowohl im Dnjesterthale (stellenweise bis an die Thalsohle), als in den Seitenthälern widerlegt, da der Löss die Diluvialfauna enthält, seine Folgerung.

P. 168. Die Angabe, dass die Seehöhe von Brzeżan nur 72.5 m. betrage, ist wohl ein Druckfehler.

Der podolische Gyps fällt in die zweite Mediterranstufe.

Die oberen Theile der subkarpathischen Salzthonbildung mit ihrem Hangendgypse gehören wahrscheinlich in die zweite Mediterranstufe.

Der Schlier vertritt wahrscheinlich die erste Mediterranstufe, sicher die untere, vielleicht auch die obere Abtheilung der zweiten.

1881. **Hilber,** Dr. V. Neue und ungenügend bekannte Conchylien aus dem ostgalizischen Miocän. Verh. der geolog. R.-A., p. 183—188.

Aufzählung als neu oder wenig bekannt zu beschreibender Arten.

1881. — — Fossilien der Congerienstufe von Czortkow in Ostgalizien. Verh. der geolog. R.-A., p. 188—190.

Nachweis des bisher unbekannten Vorkommens der Congerienstufe in Galizien an einem von Herrn Bergrath Wolf gesammelten Materiale.

1881. — — Ueber die Gegenden um Zołkiew und Rawa in Ostgalizien. I. Verh. der geolog. R.-A., p. 244—248.

Tiefebene: Senon-Kreide-Diluvium.

Hügelland: Senon-Kreide, zweite Mediterranstufe mit Kohlen-Diluvium.

In beiden Theilen der Gegend verbreitete erratische Bildungen.

1881. — — Ueber die Gegenden um Żołkiew und Rawa in Ostgalizien. II. Verh. d. geolog R.-A., p. 299—306.

Tiefebene und Hügelland. Ausführliche Mittheilungen über das Glacial-Diluvium. [1])

1881. **Kontkiewicz.** Stanislaw. Kurzer Bericht über die von ihm ausgeführten Untersuchungen im südwestlichen Theile vom Königreich Polen. Verh. d. geolog. R.-A., p. 66—69.

Senoner Kreidemergel meist horizontal, Störungen local. Tertiär: Obere Mediterranstufe (Thon, Kalkstein mit *Pecten latissimus*, Gyps, grauer Mergel mit *Pecten Koheni Fuchs* und *Pecten cristatus*); Sarmatische Stufe (Sandstein und Conglomeratbildung mit untergeordneten Quarzsanden), die Sandsteine enthalten vorherrschend meist abgerollte mediterrane Conchylien, aber auch viele ausschliesslich sarmatische Arten. Erstere werden als eingeschwemmt betrachtet. Der Sand enthält eine rein sarmatische Fauna. Diluvium. Sandiger Lehm mit nordischen Geschieben, Quarzsand, Löss.

1881. **Kreutz,** F. Ueber den Ursprung des Erdöls in der galizischen Salzformation. Verh. d. geolog. R.-A., p. 28—33.

Das Erdöl ist ursprünglich in der Salzformation, wahrscheinlich aus Pflanzendetritus entstanden. Beobachtungen über die Lagerung des Ozokerits.

1881. — — Erklärung zu Dr. Tietze's „Bemerkungen zu den Ansichten von F. Kreutz über das Erdöl der galizischen Salzformation." Verh. d. geolog. R.-A., p. 101—103.

Die Möglichkeit der Entstehung des Erdöls aus Thieren wird zugegeben. Kreutz theilt die Ansicht Tietze's, dass sich das Erdöl der Ropiankaschichten in diesen gebildet habe.

1881. — — Ueber die Bildung und Umbildung von Erdwachs und Erdöl in Galizien. Verh. d. geolog. R.-A., p. 113—119.

Der Ozokerit ist nicht aus Naphta entstanden, sondern aus während der Bildung der Sedimentschichten der Salzformation abgelagerter organischer Materie, wahrscheinlich hauptsächlich Pflanzen. Naphta hat sich aus Ozokerit gebildet.

1881. — — Ueber Ursprung des Steinsalzes am Rande der Karpathen. Verh. d. geolog. R.-A., p. 119—121.

Anhydrit und Gyps ist im Liegenden der galizischen Steinsalzlager im Verhältnisse zu deren Mächtigkeit zu unbedeutend entwickelt. Die geringe Breite des Ablagerungsbezirkes steht ferner im Missverhältnisse zur Mächtig-

---

[1]) Sinnstörende Druckfehler:

P. 301 Zeile 11 v. u. lies Eluviallehm statt Fluviallehm.
P. 303 „ 10 v. o. „ Landstrich statt Sandstrich.
P. 304 „ 10 v. o. „ von statt an.
P. 304 „ 18 v. o. „ nicht statt meist.

keit des Salzes [1]. Aus verschiedenen Schichten der Karpathen entspringen noch jetzt Hunderte von Salzquellen. Aus diesen Thatsachen folgt, dass das Salz der Salzformation aus den Karpathen ins einstige Meer geschwemmt wurde.

1881. **Kreuz**, F. Nachtrag zur Abhandlung „über die Bildung und Umbildung von Erdöl und Erdwachs in Galizien." Verh. d. geolog. R.-A., p. 182—183.

1881. — — Beitrag zur Erklärung des Ozokerit- und Naphta-Vorkommens in Galizien. Verh. d. geolog. R.-A., p. 311—314.

Die Lagerungsverhältnisse des Ozokerits bei Boryslaw lassen sich durch den Druck der lastenden Schichten und den bei der Gebirgsbildung wirkenden Druck erklären. Erklärung des Fehlens der Kohlenwasserstoffe in der Naphta.

1881. — — Ueber die Bildung und Umbildung des Erdwachses und des Erdöls in Galizien. Kosmos VI. Lemberg. (Poln.)

1881. **Łomnicki**, M. Die Gypsformation des südwestlichen Randes des podolischen Plateaus. I. Theil. Mit 1 Profiltafel. Kosmos VI. Lemberg. (Poln.)

1881. — — Notizen zur diluvialen Säugethierfauna in Galizien. Mit 1 Profiltafel. Kosmos VI. Lemberg. (Poln.)

1881. **Niedzwiedzki**, J. Zur Kenntniss der Salzformation von Wieliczka und Bochnia, Verh. d. geolog. R.-A., p. 210—211.

Schichtfolgen.

1881. — — Die Resultate der Forschungen über die Salzformation Wieliczka's und Bochnia's. Kosmos VI. Lemberg. (Poln.)

1881. — — Der Gyps aus Bochnia. Kosmos VI. (Poln.)

1881. — — Geologische Verhältnisse der Salzformation von Wieliczka und Bochnia. Lemberg.

1881. **Paul**, D. M. Die Petroleum- und Ozokerit-Vorkommnisse Ostgaliziens. Jahrb. d. geolog. R.-A., p. 131—168.

Oelfundpunkte der neogenen Salzformation, p. 159—166.

1881. **Tietze**, Dr. E. Ueber die geologische Aufnahme der Gegend von Lemberg und Gródek, insbesondere über den Löss dieser Gegend. Verh. d. geolog. R.-A. p. 37—40.

Die Unterscheidungen im Tertiär (dieser Gegend) haben nur die Bedeutung von Faciesverschiedenheiten. Nordisches Diluvium von Löss überlagert. Die Art des Vorkommens des Letzteren spricht für seine atmosphärische Entstehung. Einseitiges Vorkommen des Lösses in einigen Thälern. Erklärungsversuch durch Annahme vorherrschender Windrichtungen zur Bildungszeit desselben.

1881. — — Bemerkungen zu den Ansichten von F. Kreutz über das Erdöl der galizischen Salzformation. Verh. d. geolog. R.-A., p. 59.

Dass Petroleum, wie Kreutz behauptet, in der Salzformation entstanden sei, wird als möglich zugegeben, aber an der Entstehung desselben auch in den Karpathensandsteinen festgehalten. Der Annahme Kreutz' der Petroleumbildung ausschliesslich aus Pflanzen wird die der mindestens theilweisen Entstehung aus Thieren gegenübergestellt.

1881. **Uhlig**, Dr. V. Aus dem nordöstlichen Galizien. I. Verh. d. geolog. R.-A., p. 248—255.

Podolisches Plateau: Senon-Kreide und zweite Mediterranstufe.

Tiefebene: Senon-Kreide und Diluvium. In der Tiefebene verbreitete erratische Bildungen.

1881. — — Reisebericht aus dem nordöstlichen Galizien. II. Verh. d. geolog. R.-A., p. 275—277.

Tiefebene. Senon-Kreide und Diluvium mit erratischen Bildungen.

[1] Diese Behauptung scheint unhaltbar, da die Ablagerungsbreite und die Mächtigkeit nicht in dem angenommenen, sondern eher in dem entgegengesetzten Causalzusammenhange stehen, dann nämlich, wenn das concentrirte Wasser sich in den tieferen Theilen eines Meeres sammelt und Salz absetzt.

III. Topo-geologischer Theil.

Der Besprechung der geologisch aufgenommenen Gebiete soll eine Aufzählung der auf den Karten angewandten Ausscheidungen vorangehen. Da zur Zeit der Schlussfassung dieser Arbeit die im Jahre 1881 aufgenommenen Karten noch nicht fertig gestellt sind und hier die auf ihnen dargestellten Gegenden nur im Allgemeinen Berücksichtigung finden, ist die Specificirung aller Glacial-Ausscheidungen unterlassen und nur das Vorkommen erratischer Blöcke und Geschiebe wegen ihres Auftretens in den eingehend behandelten Gebieten besonders angegeben.

Die nähere Besprechung der einzelnen Schichten folgt zweckentsprechender, nachdem aus der Erörterung der studirten Gegenden die Basis dazu gewonnen ist.

Kreide.

S e n o n.

1. Lichtgrauer Mergel mit *Belemnitella mucronata.*

Tertiär

z. Th. unbestimmter Horizont, z. Th. I. Mediterranstufe.

3. Süsswasserkalk.

Miocän.

II. Mediterranstufe.

4. Grüner Sand.
5. Braunkohlen mit grünem Tegel.
6. Sand.
7. Sandstein.
8. Schichten mit *Pecten scissus* (Sandmergel und mergeliger Sandstein).
9. Pecten-Tegel.
10. Gyps-Tegel.
11. Lithothamnien-Kalkstein.
12. Grauer, dichter Kalkstein.
13. Weisser, krystallinischer Kalkstein.
14. Weisser, lockerer Kalkstein.
15. Ervilien-Kalkstein (dichter Acephalen-Kalkstein).
16. Gyps.

Sarmatische Stufe.

17. Sand.
18. Sandstein.
19. Kalkstein.

Diluvium.

20. Berglehm.
21. Erratische Blöcke und Geschiebe.

22. Löss.
23. Flugsand.
24. Fluviatiler Lehm.
25. Fluviatiler Sand.
26. Fluviatiler Schotter.
27. Fluviatiler Schotter und Lehm.
28. Terrassirte Flussanschwemmungen [1]).

Alluvium.

29. Torf.
30. Anschwemmungen.

Geologie der Gegend zwischen Nagórzany, Przemyślany, Bukaczowce und Stryj.

Die durch die genannten vier Punkte eingeschlossene Gegend gelangte im Jahre 1879 zur geologischen Kartirung. Ihr projicirter Flächeninhalt beträgt 50 geographische Quadratmeilen, für deren geologische Untersuchung nur drei Monate zu Gebote standen. Da die nachfolgenden Mittheilungen als Erläuterung der aufgenommenen Karten dienen sollen, ist das Geoiet jedes Kartenblattes für sich behandelt. Da die österreichische Regierung die geologisch aufgenommenen Karten nicht im Druck erscheinen lässt, wie dies von Seite anderer Staaten, zum Theil mit sehr grossem Massstabe, geschieht, werden die nachfolgenden Erläuterungen für diejenigen und somit für den grössten Theil der Leser von geringem Interesse sein, welche die von der k. k. geologischen Reichsanstalt beziehbaren, mit der Hand colorirten Karten nicht besitzen.

Diese Darstellung war aber nothwendig, da sie das Beobachtungs-Material enthält, welches den im stratigraphischen Theile gezogenen Folgerungen zu Grunde liegt.

Kartenblatt Zone 7, Col. XXX, Mikolajów und Bóbrka.

Das Blatt gehört fast ganz dem podolischen Plateau an. Mächtige Waldungen bedecken die hauptsächlich aus Tertiärschichten bestehenden Berge, zwischen welchen die Bäche ihren schwach geschlängelten Lauf nach Süden zum Dniester nehmen.

Die Meereshöhen schwanken in diesem Terrain zwischen 249 (Wodniki, Tiefebene) 258, (Rozwadów im Dniesterthal) und 461 Metern (Podhorodyszcze Süd, Plateau).

Das Blatt enthält folgende Ausscheidungen:

Kreide: Senonmergel; II. Mediterranstufe: Lithothamnien-Kalkstein, dichter Kalkstein, Sandstein, Sand, Scissus-Schichten, Gyps, Pecten-Tegel: Quartär: Löss, Torf, Alluvien.

[1]) Der Ungleichwerthigkeit der Ausdehnung der beiden eben genannten Ausscheidungen gegenüber den früher erwähnten ungeachtet, glaubte ich die specielleren Ausscheidungen, wo sie durchgeführt wurden, beibehalten zu sollen.

Der Kreidemergel ist ein feines, thoniges, kalkreiches Sediment. Zuweilen enthält er eine starke Sandbeimengung und wird dann gewöhnlich fossilreicher. Ausserdem finden sich geschiebeförmige Feuersteine nicht selten. Er ist bald dünn-, bald dickbankig, wohlgeschichtet, meist aber oberflächlich so verwittert, dass man an den Aufschlüssen häufig die Schichtung nicht wahrnehmen kann. Seine Farbe ist lichtgrau. Selten finden sich (in anderen Gegenden Galiziens) ganz weisse, als Schreibkreide verwendete Partien.

Der Kreidemergel erscheint in dünnen Streifen an den Thalrändern. Er begleitet beidseitig die Thäler des Szcsersec- und des Zubrze-Baches, erscheint in unterbrochenen Streifen in den Thälern von Suchodól, Wybranówka und Bóbrka.

Dieses unterbrochene Auftreten ist theils durch die Lössbedeckung, theils durch die in der zweiten Mediterranzeit bereits vorhandene hügelige Oberfläche des Kreidemergels verursacht. Seine obere Grenze wurde in diesem Gebiete in 320 Metern Meereshöhe bei Czerepin (Bóbrka NW.) beobachtet. Er ist meist sehr feinkörnig, nur in den Thälern des Zubrze- und des Szczerzec-Baches von gröberer, stark sandiger Beschaffenheit.

In der Umgebung von Mikolajów tritt der Kreidemergel, trotzdem die Einrisse bis 260 Meter hinabreichen, nicht zu Tage, was bereits Niedzwiedzki[1]) erwähnt und richtig erklärt hat. Nach meinen Untersuchungen gilt dies noch weit im Süden und Südosten hinab bis in die Gegenden von Rozdól und Chodorow, wo die Entblössungen bis 250 Meter hinabgehen, im Nordwesten bis Chrusno N., im Osten bis Wybranówka W., während im Norden schon bei Reichenbach der Kreidemergel wieder beginnt.

Diese ganze Gegend entspricht einer ausgedehnten Terrainmulde des vor der Leithakalk-Zeit existirenden Festlandes. Süsswasserabsätze, welche man in erster Linie in solchen Depressionen erwarten muss, dürften hier wohl zwischen den Meeresabsätzen und der Kreide unter der heutigen Oberfläche vorhanden sein. Auch zu Kohlenschürfungen müsste dieses Gebiet empfohlen werden; bei Mikolajów wurden nach mir gewordenen mündlichen Mittheilungen bei einem Versuche Kohlen angefahren, schienen aber die Ausbeutung nicht zu lohnen.

Auf dem in Rede stehenden Blatte liegen einige gute Fundpunkte von Kreide-Fossilien. Die berühmte Localität Nagórzany, deren Fossil-Fundstelle nach einer meinen Aufnahmen vorausgehenden mündlichen Mittheilung des Herrn Prof. Felix Kreutz in Lemberg durch Gehänglehm verdeckt und ohne Aufschlussarbeiten unzugänglich ist, liegt dicht an der Grenze meines Aufnahmsterrains. Ob der Fundort selbst noch auf dem Blatte Mikolajów liegt, kann ich nicht angeben.

Andere auf diesem Blatte gelegene Fundorte sind: Umgebung von Porszna (verschiedene Punkte im Hauptthal und den Nebenthälern), Wolków, Reichenbach, Lopuszna, Staresioło, Podmonasterz, Wołoszczyzna, Bóbrka (beim jüdischen Friedhof), Ernsdorf (Branntweinbrennerei).

---

[1]) Verh. R.-A. 1879, p. 263 f.

Herr Lorenz Teisseyre hatte die Güte, im paläontologischen Institute der Wiener Universität die Bestimmung der gesammelten Kreide-Fossilien durchzuführen, wofür ich ihm meinen besten Dank ausspreche. Das von dem genannten Herrn verfasste Verzeichniss lautet:

Umgebung von Porszna[1]).

Baculites cf. Knorrianus E. Favre.
Belemnites granulatus Quenst.
Ammonites indet.
Baculites sp., Wohnkammer.
Turbo tuberculato-cinctus Gldf.
Turritella quadricincta Gldf.
Voluta semilineata Münst.
Aporrhais emarginulata Gein.
" *sp. indet.*
Fusus carinifer Reuss.?
Pholadomya decussata Münst.
Isocardia subquadrata Alth.
Cardium Vindinense d'Orb.
" *fenestratum Kner.*
" *sp.*
Astarte sp.
Nucula cf. producta Nilss., Ex. mult.
" *truncata Nilss.?*
" *ovata Nilss.*
Limopsis radiata Alth.
Pectunculus planus Roemer.
" *cf. planus Roem. n. sp.?*
Arca cf. tenuistriata Münst.
" *Leopolensis Alth.*
" *sp.*
Inoceramus Cripsi Mantel, Ex. mult.
" *sp.*
Lima Hoperi Desh.
" *Sowerbyi Gein.*
" *granulata Desh.* (Schalenstructur im durchfallenden Lichte!)
" *decussata Münst.*
Pecten pulchellus Nilss.
" *n. sp. cf. Nilssoni Goldf.*
Spondylus sp. ind. 2.
Ostrea vesicularis Lamk.
" *cf. hippopodium Nilss.*
" *sp. ind. 2.*
Anomia sp. ind. 2.
Terebratula carnea Sow.
" *obesa Sow.*

[1]) Diese Liste enthält auch die von Hrn. Dr. Tietze um Porszna gemachten Aufsammlungen.

Rhynchonella plicatilis Sow.
Ananchytes ovata Lam.

Wołków.

Arca cf. Geinitzi Reuss.
„ *granulato-radiata Alth.*

Reichenbach.

Aporrhais stenoptera Gldf. ?

Lopuszna.

Aporrhais sp. ind.
Lima sp. ind.
Varia indeterminata.

Staresioło.

Ammonites Cottae var? Alth.
Terebratula sp. ind.

Podmonasterz.

Pecten membranaceus Nilss.
Lima sp. ind.

Wołoszczyzna.

Leda cf. producta Rss.
Arca Geinitzi Rss.

Bóbrka.

Fischreste.
Belemnites granulatus Quenst.
Avellana inverse-striata Kner.
Turbo? sp. indet.
Lima granulata Desh.
Pecten cf. Dujardini Roemer.
Leda Puschi Alth.
Arca nov. sp.
Nucula semilunaris Buch.
„ *ovata Nilss.*
„ *sp. indet.*
Rhynchonella sp. ind.

Ernsdorf.

Belemnitella mucronata Schloth.
Cerithium 2 sp. cf. tenuicostatum E. Favre.
Astarte cf. acuta Reuss.
„ „ *porrecta Rss.*
Nucula ovata Nilss.

Nucula sp. indet.
Leda cf. producta Nilss.
Arca undulata Rss.
„ *cf. Geinitzi Rss.*
„ *sp. indet.*
Lima paucicostata Rss.?
Pecten sp. indet.
Ostrea cf. hippopodium Nilss.
„ *sp. indet.*
Magas pumilus Sow. 2 Ex.
Pollicipes glaber Roem.

Der Lithothamnien-Kalkstein ist sehr fossilarm, scheint eine Mächtigkeit[1]) von 94 Metern (Lopuszna O.) zu erreichen und wechselt häufig mit durch Uebergänge verbundenem Kalksandstein. Sein Hauptgebiet bildet die nördliche Kartenhälfte, in der südlichen tritt er in von Sandsteinen umgebenen Partien auf.

Eine locale Ausbildung der Kalkfacies stellt ein groblöcheriger, aber in seiner mikroskopischen Structur dichter Kalkstein dar; als horizontal mit dem Lithothamnien-Kalkstein zusammenhängend habe ich das bezügliche Vorkommen von Mikolajów aufgefasst. Eine isolirt aus dem Löss aufragende Partie eines petrographisch ähnlichen Kalksteins ist im Steinbruche im Westen von Szczersec aufgeschlossen.

Der Sandstein mit local vorkommenden Sanden nimmt hauptsächlich die Südhälfte des Blattes ein, erreicht eine Mächtigkeit von 126 Metern (Ilów SW.) und ist ziemlich fossilarm. Er besteht aus weissen Quarzsandkörnern mit kalkigem Bindemittel.

Die *Scissus*-Schichten sind als ein Sandmergel bei Szczersec entwickelt. Sie unterlagern den Gyps und schliessen daselbst Tegellagen ein, welche auf der Karte nicht zum Ausdruck gebracht werden konnten. Weiters kommen die *Scissus*-Schichten bei Nagórzany vor, was aus ihrer Mischung mit dem von Herrn E. Favre bearbeiteten Kreidemateriale dieses Fundortes und den in der Sammlung der k. k. geologischen Reichsanstalt vorliegenden Stücken hervorgeht. Ob das Vorkommen noch auf meinen Kartenantheil entfällt, kann ich nicht angeben.

Eine Facies, welche ich bis jetzt auf meinen Karten nicht ausgeschieden habe, ist ein Mergel mit *Pecten denudatus Reuss.* Ich beobachtete ihn im Graben südwestlich vom Jägerhause am Wege zwischen Bóbrka und Podmonasterz und im Strassenschotter an anderer Stelle, worüber später das Nähere folgt. Seine Fauna entspricht derjenigen der *Scissus*-Schichten, wenn auch *Pecten scissus* selbst nicht gefunden wurde.

Gyps kommt an drei nahe gelegenen, wahrscheinlich nur durch Erosion getrennten Partien vor: zu Szczersec und Piaski, welche beide Anstände unter dem Löss zusammenhängen, Zbudów und Popielany.

---

[1]) Als Mächtigkeit ist die Niveaudifferenz des Vorkommens an einem und demselben Kalk-Berge angegeben. Eine Täuschung durch überdeckte Grundgebirge-Hügel ist in solchen Fällen nicht ausgeschlossen.

Pecten-Tegel, ein grüner Tegel mit kleinen *Pectines*, fand ich über Lithothamnien-Kalkstein im Norden von Bóbrka.

Der Löss bedeckt die niederen Hügelzüge im Westviertel der Karte. Nur stellenweise ragen hier Lithothamnienkalk- und Gyps-Hügel aus der Lössbedeckung auf oder werden in Streifen (letzteres gilt auch für den Sandstein) an ihrer Basis sichtbar. Hier senkt sich das Plateau zu einem niedrigen Hügellande herab. In dem gleichfalls zum Theil mit Löss bedeckten nordöstlichen Viertel der Karte fällt das Plateau mit einem Steilrande, welcher namentlich zwischen Szolomya und Podhorodyszcze gerade und scharf verläuft, zur Tiefebene ab. An den Fuss des das Tertiär entblösst zeigenden Steilrandes legt sich hier eine Lössterrasse an.

In den eigentlichen Tertiärdistricten dieses Kartenblattes besitzt der Löss nur eine sehr geringe Verbreitung.

Torf wurde im Südwesten von Nawarya ausgeschieden. In den meisten Thälern finden sich sumpfige Partien mit einer Sphagnum- und Equiseten-Vegetation, unter welcher man wahrscheinlich Torf antreffen würde.

Einige Punkte erheischen theils ihres geologischen, theils ihres paläontologischen Interesses wegen eine nähere Beachtung.

Szczersec.

Im Osten der Ortschaft jenseits des Flüsschens, an der Cerkowna góra, wird für eine in der Nähe befindliche Gypsmühle ein grosser Steinbruch auf Gyps betrieben.

Ich habe hier zwei Profile, eines an der Westseite und eines an der Südwestseite der langen, vom Plateau herabreichenden Bergzunge aufgenommen. An der Westseite erschwert die grosse Schutthalde des Steinbruchs die Untersuchung sehr. Als unterstes Glied der Aufschlüsse gibt Lomnicki[1]) den Senonmergel an, welches Vorkommen durch den mir von ihm mündlich mitgetheilten Fund eines Belemniten sichergestellt ist. Ich selbst war nicht so glücklich, einen derartigen Fund, welcher die Unterscheidung von dem darüber liegenden, petrographisch gleichen Tertiärmergel ermöglicht hätte, zu machen.

Ich beobachtete in den Aufschlüssen im Osten von Szczersec von unten nach oben: sandigen Mergel mit *Pectines* (*Scissus*-Schichten). Der Mergel ist dünn geschichtet, frisch gebrochen sehr weich, verhärtet aber rasch an der Luft. Er enthält kleine, schwarze, abgerollte Kiesel, Ausscheidungen bläulichen Chalcedons mit traubiger Oberfläche und viele Fossilien, hauptsächlich *Pectines*. An der westlich liegenden Stelle (im Steinbruche) ist er fast ganz vom Schutte bedeckt, unter welchem man ihn nach einiger Abräumungsarbeit stellenweise wahrnehmen kann. Mit der Liste der hier gefundenen Fossilien vereinige ich die der an der Südwestseite in den gleichen Schichten gefundenen:

Isocardia cor Linn., Steinkerne.
Cardium Baranowense Hilb., Steink.
Leda sp., Steink.

[1]) Verh. R.-A. 1880, pag. 274.

Lima percostulata Hilb., Schalenexempl.
Pecten scissus E. Favre h., Steink.
" Zwischenform zwischen *P. scissus* und *P. Wulkae Hilb.*
" *quadriscissus Hilb.*, Steink.
" *Richthofeni Hilb.*, Schalenexempl.
" *resurrectus Hilb.*, "
" *cf. glaber Linn.*, "
" *cristatus Bronn.*, "
" *denudatus Rss.*, "
" *cf. Comitatus Font.*, Steink.
" *Koheni Fuchs*, Schalenexempl.
" *Lenzi Hilb.*, Steink. (In dem dem Mergel indirect aufgelagertem grobem Sandstein.)
Terebratula sp. (Im Sandstein mit *P. Lenzi.*)
Plecanium [1]) *abbreviatum Orb. h.*
" *deperditum Orb. h.*
" *Mariae Orb. h.*
" " *var. inermis Rss. h.*
" *Nussdorfense Orb. h.*
Quinqueloculina Buchana Orb. ss.
" *Haidingeri Orb. ss.*
Nodosaria sp., Bruchstücke *ss.*
Glandulina sp ? " *ss.*
Spaeroidina Austriaca Orb. h.
Bulimina Buchana Orb. ss.
" *pyrula Orb. ss.*
Uvigerina pygmaea Orb. ss.
" *urnula Orb. ss.*
Polymorphina aequalis Orb. ss.
Virgulina Schreibersi Cžiž. ss.
Textilaria carinata Orb. ns.
Globigerina balloides Orb.
Truncatulina Aknerana Orb. ss.
" *Dutemplei Orb. ss.*
" *lobatula Orb. ss.*
" *aculeata Orb. ss.*

Ausserdem im Schlämmrückstande: Ostracoden, Cidariden-Stacheln, Krebsscheeren.

Weiter im Südosten, zu Podgóra, wo durch eine kleine Schlucht bessere Aufschlüsse geboten sind, sah ich über dem Mergel eine Lage grünen Tegels, über welcher Sandstein mit der Fauna des Liegendmergels folgt.

An einer noch östlicher liegenden Stelle zu Piaski hat Herr Oberbergrath Stur [2]) den Mergel mit Elementen der citirten Pecten-Fauna aufgefunden. Ich selbst traf dort nur einen Gypsaufschluss, unterhalb welchem sich bewachsene Wiesen und Felder ausbreiteten.

[1]) Die Bestimmung der folgenden Foraminiferen führte freundlichst Hr. Felix Karrer aus, wofür ich ihm um so herzlicheren Dank sage, als mir seine Ansicht über die Stellung dieser Schichten von grossem Interesse war.
[2]) Nach im Museum der geol. R.-A. befindlichen Stücken.

Die erwähnten Schichten enthalten neben wenig bezeichnenden oder eigenthümlichen Formen zwei, welche bisher nur aus dem Schlier bekannt sind: *Pecten denudatus* und *P. Koheni.* Ueber ihre Stellung wird ein besser als bis jetzt begründbares Urtheil gebildet werden können, wenn am Schlusse die Ergebnisse der eigenen Aufnahmen mit denen anderer Geologen in und ausser Galizien zum Vergleiche gelangen werden.

Diese Schichten bilden das Liegende eines mächtigen Gypsflötzes.

Der Gyps ist in seiner Hauptmasse dicht und grau und enthält nesterförmige Partien von Alabaster. Oberhalb der kleinen Schlucht von Podgóra ist der letztere hingegen in einer mächtigen weissen Lage ausgebildet. Im Alabaster kommt auch Schwefel in kleinen krystallisirten und in derben Partien vor. Breite, senkrechte Klüfte im Gyps sind von krystallisirtem Gyps erfüllt, welcher die bekannten Schwalbenschwanz-Zwillinge zeigt und seiner Reinheit wegen am besten zum Vermahlen geeignet ist.

Ungefähr in halber Höhe der Gypsbildung bemerkt man die Spuren einer Unterbrechung derselben.

Der Gyps enthält dort eine Schichte grünen Tegels und in dieser eine schmale Lage von ungescheuerten Trümmern dichten Kalksteins, (zerbrochenes Flötz?) ähnlich jenem, welcher im Westen der Ortschaft ansteht.

Ueber dem Gyps folgt Löss, in welchem ich im Nordosten der Kirche zahlreiche Gypstrümmer beobachtete.

Die relative Höhe des Berges ist 44 Meter. (Szczersec 269, die ruthenische Kirche auf der Höhe 313 Meter Meereshöhe.) Da die Kirche noch auf Gyps steht, die Liegend- und die Zwischen-Schichten eine ganz geringe Mächtigkeit besitzen, ergibt sich für die Mächtigkeit des Gypses ungefähr 35—40 Meter.

Die Liegendschichten des Gypses zeigen im Steinbruche, wenigstens oberflächlich, Störungen, während sie in der Schlucht bei Podgóra horizontal liegen. Der Gyps besitzt im Steinbruche ein leichtes Fallen nach Norden.

Am Südwestflusse des Berges breitet sich eine Flugsandfläche aus, welche eine diluviale Anlagerung zu sein scheint.

Ich recapitulire das Profil im Osten von Szczersec:

Löss.
Gyps.
Grüner Tegel.
Dichter Kalkstein.
Grüner Tegel.
Gyps (mächtig).
Scissus-Mergel.
Kreidemergel.

Profil in der Schlucht Podgóra:

Löss.
Alabaster.
Scissus-Sandstein.
Grüner Tegel.
Scissus-Mergel.

Südlich der Cerkowna góra liegt ein ebenfalls westöstlich verlaufender Gypshügel, auf dessen Kamm und an dessen Abhängen viele aufgelassene Steinbrüche liegen. Die Besitzer des Szczersecer Bruches haben diesen Berg zur Hintanhaltung der Concurrenz gekauft. Als Liegendes sah ich an der Nordseite Sandstein, während im Süden der Gyps bis zum Thale reicht. Zu oberst liegt Löss, den ich auf der Karte, um das Gypsvorkommen in den zahlreichen oberflächlichen Steinbrüchen zu markiren, unrichtiger Weise wegliess.

Die kleine Gypsnase noch südlicher, zu Popielany, hat als Liegendes ebenfalls Sandstein, in welchem ich Pecten-Fragmente bemerkte.

Die Verbindung der erwähnten Gypsvorkommen mit den podolischen Lithothamnienkalken im Osten wird durch eine Lössdecke verhüllt.

Letztere ist an vielen Stellen eingesunken in die zahlreichen Trichter, welche das Fortsetzen des Gypses unter der Lössdecke erkennen lassen und auf den Original-Aufnahmsblättern des k. k. militär-geographischen Institutes sehr gut zur Darstellung gebracht sind.

Mikolajów.

Nähere Umgebung. Die Umgebung dieser Ortschaft ist durch die im Verhältnisse zu der Fossilarmuth des Aufnahmsgebietes von 1879 nennenswerthe Fossilführung einer näheren Beachtung werth. Herr Professor J. Niedzwiedzki[1]), welcher diese Gegend kurze Zeit vor mir besucht hatte, hat eine ausführliche Mittheilung über die nähere Umgebung dieser Localität gegeben.

Die tiefsten Schichten der hier auftretenden Tertiärschichten sind nicht entblösst, da die Aufschlüsse, wie bereits erwähnt, nicht bis zum Grundgebirge reichen.

Die Hauptmasse des Tertiärs der Umgebung von Mikolajów besteht aus Sandsteinen.

Die von Niedzwiedzki angegebene Schichtenfolge ist nachstehende (von unten):

1. Schalentrümmer-Schichte.
2. Kalksandstein mit einer röthlichbraunen, specksteinartigen Substanz.
3. Sand und Sandstein.
4. Dichter Kalkstein.
5. Lithothamnien-Kalkstein.

Die Schalentrümmerschichte ist in den Steinbrüchen östlich der Eisenbahnstation Mikolajów, im Südwesten (nicht im Westen) dieser Ortschaft aufgeschlossen. Niedzwiedzki fand daselbst Lithothamnien- und Bryozoenbrocken und *Amphistegina Hauerina Orb.*, sowie einen von ihm mit *P. Malvinae* verglichenen Pecten, welchen ich als *P. Niedzwiedzkii* bezeichne. Ich fand dieselbe Art in den Sanden sowohl hier, als im Osten von Mikolajów.

Zur Schichte 2 bemerke ich, dass ich die „specksteinartige Substanz“ an Ort und Stelle nicht auffand, aber auf das Vorkommen

[1]) Verh. R.-A. 1879, pag. 263.

durch einen Juden aufmerksam gemacht worden war. Die mir von Letzterem übergebenen Stücke erinnern an die als *terra rossa* bekannten Lösungsrückstände von Kalksteinen, welche häufig Schichtfugen und Klüfte in den Liegendschichten der Letzteren und in ihnen selbst erfüllen.

Der Sand und der Sandstein enthält nach Niedzwiedzki:

Heterostegina costata Orb.
Amphistegina Hauerina Orb.
Asterias sp. indet.
Psammechinus sp. indet.
Hemiaster sp. indet.
Argiope cf. detruncata Gmel.
Pecten cf. flavus Dub.
Ostrea cf. digitalina du Bois iuv.
Cytherea erycina Lam.
Panopaea Menardi Desh.
Natica sp.
Turritella sp.
Bryozoen.
Serpula sp.

Nach meinen Funden habe ich dieser Liste beizufügen:

Balanus sp.
Pecten Besseri Andrz.
" *Niedzwiedzkii Hilb.*
Psammechinus monilis Desm.
Clypeaster sp.
Cidaris sp.

Als Fundort dieser letzteren Reste ist namentlich die östliche Umgebung von Mikolajów zu bezeichnen, wo ein zerreiblicher, schwach cementirter Quarzsandstein ansteht. Die meisten Conchylien sind in diesem Sandsteine in kleinen Trümmern erhalten. An den steilen Gehängen dieser Sandsteinpartien entsteht in Folge dessen eine eigenthümliche Erosions-Erscheinung, welche im Kleinen die der bekannten Erdpyramiden von Bozen wiederholt. Die Conchylien-Fragmente sitzen auf kleinen Sandkegeln, welche jedoch unter sich durch niedrige Kämme verbunden sind. Bei der wenige Millimeter bis Centimeter erreichenden Höhe der Sandkegelchen besitzt das Ganze das Aussehen der plastischen Karte einer Hügellandschaft.

Der dichte Kalkstein kommt im Norden von Rozwadów vor. Er ist dicht, grau, löcherig, und entwickelt beim Schlagen einen bituminösen Geruch. Niedzwiedzki fasst den jetzigen Charakter des Gesteins als einen secundären auf, durch eine von localen Agentien herrührende Umwandlung entstanden. Ich kann dieser Anschauung nicht widersprechen. Eine mikroskopische Besichtigung dieses Kalksteins, welche Herr Dr. Eugen Hussak in Wien auf meine Bitte freundlichst vornahm, ergab Folgendes:

Aeusserst feinkörniger, krystallinischer Kalkstein, durch Eisenoxydhydrat gefärbt, keine klastischen Gemengtheile. Ein Bindemittel

scheint nicht vorhanden zu sein. Quarz und Feldspath sind nicht vorhanden.

Dieser mikroskopische Befund gestattet jedenfalls die Annahme der klastischen Natur dieses Kalksteines nicht.

In Bezug auf die Lagerungsverhältnisse schien mir, dass dieser Kalkstein in horizontaler Richtung im Südosten an den dort auftretenden Lithothamnienkalk, im Nordosten an Sandstein stosse.

Die Lithothamnienkalke, sehr fossilarm (*Pectunculus pilosus Linn.*), habe ich nur local als Decke der Sandsteine in mehreren Partien angetroffen.

Demnia. An diesem nordnordwestlich von Mikolajów gelegenen Orte wird an der Thalsohle ein Steinbruch auf einem dickplattigen, mit Querklüften versehenen und daher leicht zu brechenden Kalksandstein betrieben. Er wird zu Grabkreuzen, Becken, Platten verarbeitet. Von Fossilien beobachtete ich stellenweise gehäufte Lithothamnien.

Stulsko-Thal (Mikolajów O.). Das Thal ist in Quarzsandstein eingeschnitten, die linke, (östliche) Thalwand steiler (s. pag. 252). Ich fand nur einige Pecten-Fragmente. Niedzwiedzki erwähnt *Heterostegina costata Orb.*, *Terebratula cf. ampulla Brocc.*, *Ostrea cf. cochlear Poli*, *Conoclypus semiglobus Des.*

Wisznia-Thal (Mikolajów O.). Das Thal liegt ebenfalls in Sandstein, welcher local (Ilów NO.) eine linsenförmige Einlagerung von Lithothamnienkalk enthält. Sehr wichtig ist in diesem Thale ein anderes Vorkommen. Von Ilów nach Süden bis über das Forsthaus hinaus verläuft die Strasse rechtsseitig auf einer Lössterrasse, welche vom Bache angeschnitten wird. Der Löss enthält *Helix hispida*, *Papa muscorum*, *Succinea oblonga*, und füllt an dieser Stelle die Hälfte der Thalbreite bis zur Höhe der Strasse aus. Dieses Vorkommen beweist, dass das Wisznia-Thal schon zur Lösszeit bestanden hat.

Dieses Lössvorkommen ist nur wegen der Schluchtgestalt des Thales so auffallend; Lössstreifen an einer oder an beiden Seiten der Thalwandbasis finden sich in den meisten Thälern dieses Gebietes.

Umgebung von Bóbrka.

Jüdischer Friedhof (Bóbrka O.). Beim jüdischen Friedhof (W.) befindet sich der bereits erwähnte Fundort von Kreide-Fossilien. Ueber dem Kreidemergel folgt Sandstein mit Lithothamnien und darüber Löss. Im jüdischen Friedhof selbst fördern die Schachtgräber Trümmer und Blöcke eines wahrscheinlich in der Nähe anstehenden dichten Kalksteins heraus.

Derselbe enthält:

Modiola Hoernesi Reuss.
„ *sub-Hoernesi Hilb.*

Mit diesem Kalkstein findet sich ebenfalls in eckigen Trümmern ein Sandstein mit *Pecten sp.* (Steinkern mit 12 einfachen Rippen).

Die Bedeckung des Friedhofs bildet Löss. Wahrscheinlich liegen die erwähnten Trümmer in Löss, wie ich Aehnliches andern Ortes wahrgenommen. An dieser Stelle konnte ich keinen Aufschluss, kein offenes Grab sehen.

Bóbrka S. In dem nach Süden verlaufenden Thale des Biały Potok ist der die Unterlage bildende Kreidemergel häufig verhüllt von Löss, welcher sich in Streifen am Grunde der Gehänge hinzieht. Die Strasse Bóbrka-Choderkowce verläuft auf einer Lössterrasse. Höher erheben sich zu beiden Seiten die von dichten Buchenwäldern bedeckten Sandstein- und Kalksteinhügel.

Mühlbach. In dem Steinbruche dieser deutschen Colonie beobachtete ich einen Wechsel von Sandstein mit kalkigen Partien, welchen ich als Lithothamnienkalk, entsprechend dem in der ganzen näheren Umgebung herrschenden Gestein, zusammenfasste.

Der Sandstein enthält:

Panopaea Menardi Desh. h.
Pectunculus pilosus Linn.
Serpula sp. (Abdrücke auf den *Pectunculus*-Steinkernen).

In den Schotterprismen der von Bóbrka nach Mühlbach führenden Strasse fand ich einen festen, grauen, sandigen Mergel, welcher nach eingezogenen Erkundigungen aus dem Steinbruche von Mühlbach stammt, welchen ich aber daselbst nicht beobachtete. Derselbe enthält folgende, mit Ausnahme der Auster, in Steinkernen erhaltene Reste:

Turritella sp. cf. Archimedis M. Hoern. non Brongn.
Grateloupia? cf. irregularis Bast.

Die Gestalt des Steinkernes stimmt unter den mir bekannten Formen am besten mit der genannten.

Pectunculus pilosus Linn.
Pecten Lenzi Hilb.
„ *denudatus Reuss* (auch Abdrücke).
Ostrea digitalina du Bois.

Diese Fauna besitzt durch das Auftreten der beiden *Pecten*-Arten, welche sich beide im Mergel von Baranow an der Złota Lipa wiederfinden, ein besonderes Interesse. *Pecten denudatus,* dessen richtige Bestimmung bei den Anhaltspunkten, welche Steinkerne und Abdrücke liefern, sicher ist, wird, wie bekannt, als bezeichnend für den Schlier betrachtet.

Die Feststellung der Lagerung wäre wünschenswerth und wichtig.

Bóbrka W. An der auf Löss verlaufenden Strasse von Kovina her sieht man die tieferen, dem darunter liegenden, sandig entwickelten Lithothamnien-Kalkstein sich nähernden Lösslagen mit Kalksteinbrocken gemischt. Auf dem unterliegenden Kalkstein werden Steinbrüche betrieben.

Graben, SW. vom Jägerhause an der Strasse von Bóbrka nach Podmonasterz. Ich durchquerte diesen Graben, ohne ihn in seiner ganzen Ausdehnung zu begehen. Ich sah in ziemlicher Ausdehnung einen sandig-thonigen Schiefer entblösst, welcher *Pecten cristatus Bronn* enthält. Nach umherliegenden Blöcken kann ich das Auftreten von festem Sandstein mit *Cardium cf. Turonicum May.* und *Pectunculus pilosus Linn.* und von Lithothamnienkalk angeben. Ein späterer Besuch der Ausmündung des Grabens ergab das dortige Zutagetreten des Kreidemergels.

Kislery Potok (Bóbrka NW.). In das Hauptthal des Biały Potok mündet von NW. her das Thälchen des Kislery Potok ein. Dasselbe ist in Löss und stellenweise in den darunter liegenden Kreidemergel eingeschnitten. Der Löss ist an der linken Seite entblösst und steil geböscht, an der rechten dagegen bewachsen und sanft geböscht. An der rechten Seite sieht man im Löss mehrere Geschiebebänke, welche zumeist aus kleinen, unvollständig gerundeten Lithothamnien-Kalkgeschieben bestehen. Am Grunde der Schlucht liegen zahlreiche grosse Blöcke von Ervilien-Kalkstein, von weissem Kalkstein mit *Pectunculus pilosus Linn.* und von dichtem, grauem, fossillosem Kalkstein. Alle diese Gesteine kommen in der Nähe, in höherem Niveau anstehend, vor, jedoch so, dass ein unmittelbares Abstürzen in die Schlucht nicht möglich ist. Am Ursprung der Schlucht stehen diese Gesteine nicht an.

Diese Blöcke waren in Löss eingebettet und sind durch die Schluchtbildung blossgelegt worden. An der linken Seite sah ich in Schulterhöhe über dem Grunde der Schlucht ein eckiges Trum des Ervilien-Kalksteins. In gleicher Höhe beobachtete ich einen grossen Block von Kalksandstein, zur Hälfte aus dem Löss herausragend. Die Erweiterung der Schlucht wird ihn zu seinen Gefährten am Schluchtgrunde abstürzen machen.

Die Blöcke des Ervilien-Kalksteins enthalten folgende Fauna:

Ervilia pusilla Phil.
Cardium sp.
Nucula nucleus Linn.
Modiola Hoernesi Reuss.
„ *sub-Hoernesi Hilb.*
Pecten cf. Lilli Pusch.

Nach einer freundlichst von Herrn Dr. E. Hussak besorgten mikroskopischen Analyse ist über die Zusammensetzung des Ervilien-Kalksteins dieser Fundstelle zu bemerken:

„Es ist ein durchaus krystallinischer, sehr dichter Kalkstein, reich an klastischen Mineralien, und zwar sind dies Quarzkörner von ziemlicher Grösse, doch selten schon makroskopisch, und dunkelgelblich, grüne, runde Glaukonitkörner, wie solche auch häufig in den eocänen (glasigen) Karpathensandsteinen, z. B. von Busczelica am San und in anderen Flyschgesteinen der Karpathen vorkommen.“

Der Kislery Potok nimmt in drei Schluchten seinen Ursprung. Ich beging die östlichste und die mittlere. In der östlichen Schlucht ist sandiger Löss mit horizontalen dünnen Bänken von Lithothamnien-Kalkgeschieben aufgeschlossen. Diese Ursprungsschlucht beginnt, was auf der Karte nicht ganz deutlich, mit einer Mulde, plötzlich in den ebenen Thalboden vertieft, welcher sich nach oben weiter fortsetzt.

Nahe dem Beginnen der mittleren Ursprungsschlucht häufen sich die Blöcke des Ervilien-Kalksteins in beträchtlichem Maasse. Dort sieht man ferner in geringer Ausdehnung anstehenden tertiären, groben Sandstein unter dem Löss aufgeschlossen.

Die ganze Schlucht ist in einem ehemaligen ebenen Thalboden vertieft, dessen Grund von Löss gebildet wurde. Wir können hier

drei Phasen in der Geschichte des Thales erkennen: die Erosion im Tertiär vor der Lösszeit, die Erfüllung mit Löss, die Erosion im Löss.

Die Geschiebebänke zeigen die Mitwirkung des Wassers in der zweiten Phase an.

Steinbruch Pod Sośnina. Oestlich vom Unterlaufe des Kislery Potok wird am Gehänge ein Steinbruch betrieben, welcher folgende Schichten aufschliesst. Zu unterst, wahrscheinlich direct über dem Kreidemergel (die untere Grenze ist durch einen Lössstreifen bedeckt), findet sich Sandstein, welcher in seinen oberen Theilen mit Lithothamnien-Kalkstein wechsellagert. Der Sandstein enthält *Pectunculus pilosus Linn.*

Darüber lagert ein graugrüner Tegel (als Pecten-Tegel ausgeschieden), welcher sehr undeutlich akgerollte Stücke eines dichten, grauen Kalksteins enthält, in welchem ich keine Fossilien fand. Nach den Bestimmungen eines Dünnschliffes, welche Herr Dr. E. Hussak gütigst vornahm, ist es ein sehr feinkörniger Kalkstein, in welchem hie und da Calcit in grossen Individuen mit rundlichen Hohlräumen auftritt. Ausserdem sind nicht selten klastische Quarzkörnchen, grüne chloritische Blättchen und Eisenoxydflecken.

Von organischen Resten fand ich im Tegel:

Pecten posthumus Hilb.
„ *Galicianus E. Favre.*
„ *cf. Lilli Pusch.*
„ *cristatus Bronn.*

Dieser Tegel setzt weiter nach Südsüdosten fort und wird dort in einer Ziegelei ausgebeutet.

Spilczyna (Bóbrka NNW.). Hier konnte ich das anstehende Vorkommen des im Löss des Kislery Potok auftretenden Ervilien-Kalksteins beobachten.

Ich sammelte:

Ervilia pusilla Phil.
Modiola Hoernesi Reuss.
Cardium sp.

Za Lęgami (Bóbrka NW.). An dem Strassenbug ist westlich eine Schlucht eingerissen, welche zu oberst sandigen Lehm mit kleinen, zersetzten, gelben Concretionen von Sphärosiderit enthalten, deren schalige Zusammensetzung noch deutlich sichtbar ist.

Darunter kommt Lithothamnien-Kalkstein und Quarzsandstein heraus, in welch' letzterem ich *Pecten Wolfi Hilb.* auffand.

Chomberg bei Hryniów. Er erreicht 444 Meter und besteht aus Sandstein, welcher Ostreen enthält. Die Spitze hat fast ein alpines Aussehen. Grosse beschwärzte und bewachsene Blöcke ragen aus dem mit Gras und zerstreutem Gebüsch bedeckten Boden, junges, niedriges Nadelholz bildet einzelne Gruppen. Die höchste Stelle ist durch eine Triangulirungspyramide markirt. Unmittelbar im Norden stosst die ungeheure Tiefebene an, über welche man einen sehr schönen Fernblick geniesst.

Berg Hryniów W. Westlich von Hryniów ragt gleichfalls am Plateaurande ein ähnlicher Sandstein-Berg empor, welcher dadurch auffällt, dass er an seiner unteren Hälfte vier deutliche Terrassen zeigt, welchen höher oben noch einige undeutliche folgen. Diese Beobachtung ist für die Erklärung der Entstehung des podolischen Steilrandes von einiger Bedeutung.

Wodniki-Szolomya. Hier ist der podolische Steilrand durch eine Wand von Lithothamnien-Kalkstein markirt, welcher gegen die Ebene eine Lössterrasse vorliegt.

Huta Suchodolska und Huta Szczersecka. Beide nahe gelegene Punkte gehören schon der weiteren südöstlichen Umgebung von Bóbrka an. Dort sind mehrere Brüche auf einem fossillosen Quarzsandstein im Betrieb, aus welchen die Stadt Lemberg einen Theil ihrer Pflasterwürfel bezieht. Die Schichten sind horizontal. Der Sandstein ist durch seinen Gehalt kugeliger, schwarzer Quarzkörner ausgezeichnet.

An dem ersterwähnten Punkte sah ich über dem Sandstein eine Lage von verwittertem Lithothamnien-Kalkstein.

Auf der neuen Generalstabskarte ist das Vorkommen als Granit eingetragen, wahrscheinlich in Folge der Verwendung zu Pflasterwürfeln.

Kartenblatt Zone 7, Col. XXXI. Przemyślany, Westhälfte.

Die mir zufallende Hälfte dieses Blattes gehört mit Ausnahme kleiner Theile im Nordwesten und im Nordosten dem Plateau an. Im Osten ist eine natürliche Abgrenzung durch den Lauf der Gniła Lipa gegeben. Wie im Gebiete des eben besprochenen Blattes nehmen dichte Waldungen das Hauptareale ein. Die Höhen schwanken zwischen 243 (Podjarków NO., Tiefebene), 260 (tiefster Einriss der Gniła im Plateau) und 477 Metern (Komula, Romanów S., höchster Plateaupunkt).

Das Blatt enthält folgende Ausscheidungen: Senoner Mergel; Tertiär: Süsswasserkalk; II. Mediterranstufe: Lithothamnien-Kalkstein, dichter Kalkstein, Ervilien-Kalkstein, Sandstein, Sand; Quartär: Löss, Süsswasserlehm. Der Kreidemergel (sehr fossilarm) tritt nur an wenigen Stellen auf. Sein Hervortreten gleicht dem Auftauchen der höheren Kuppen eines vom Tertiär bedeckten Hügellandes. Die in der westlich gelegenen Gegend beobachtete streifenförmige Säumung der Thäler vermissen wir hier. Die Projection auf der Karte sind meist unregelmässig begrenzte Flecken. So zu Stoki, Żędowice, Lahodów. Bei Siedliska, Uszkowice, Kimirz, Mlynowce, Jaktorów ist das Bild des Kreidevorkommens ein kleiner Streifen, der nach kurzem Verlaufe unter die Thalsohle taucht.

Der Sandstein ist das herrschende Gestein. Nur sehr beschränkt ist das Auftreten des Lithothamnien-Kalkes.

Der von dem Löss eingenommene Flächenraum ist ungefähr dem des Sandsteins gleich. Er setzt die niedrigen, flachgewellten Hügel zwischen Strzeliška nowe und Stoki (im SW. des Blattes) die das Gniła-Thal begleitenden und die der Tiefebene vorgelagerten Terrassen zusammen, während ich ihn in diesem Gebiete auf den höchsten Erhebungen

nicht beobachtete. Sand, dichter Kalkstein, Ervilien-Kalkstein und Süsswasser-Kalksteine, sowie der Süsswasserlehm treten sehr beschränkt auf, worüber im Folgenden eingehender berichtet wird.

Nähere Angaben erheischen folgende Punkte:

Zalešna góra, Siedliska S. Die 389 Meter hohe Spitze dieses Berges bildet einen 4 Meter hohen kegelförmigen Fels, aus festem, quarzkörnigem Sandstein bestehend.

Swirz S. Am Westgehänge des Szinkari-Berges ist ein Süsswasserlehm mit Unionenschalen entwickelt, welcher den unteren Theil des Gehänges überkleidet. Dieser Lehm bedeckt den Löss des Berges, welcher seinerseits den (in seiner ganzen Umgebung hervortretenden) Sandstein verhüllt.

Lahodów. Das Dorf liegt in einer Einbuchtung der Tiefebene in das podolische Plateau (in ähnlicher Weise, wie Lemberg). Die Sandsteinhöhen des Plateaus, welchen Lössterrassen gegen die Tiefebene vorliegen, begrenzen den Weiler von drei Seiten. Im Osten desselben ist ein schönes Profil entwickelt:

9. Dichter Kalkstein.
8. Sand.
7. Lithothamnien-Kalkstein.
6. Ervilien-Kalkstein.
5. Lithothamnien-Kalkstein.
4. Sandstein.
3. Kohlenschichte.
2. Sand.
1. Kreidemergel.

Die tertiäre Schichtenreihe beginnt am Wege, welcher auf das Plateau führt, bei den ersten Steinbrüchen. Dort ist zu unterst fossilloser Sand zu sehen, dessen unmittelbare Auflagerung auf dem weiter unten entblössten Kreidemergel nicht beobachtet wurde. Eine dünne Schichte verkohlter Pflanzen trennt nach meinen Aufzeichnungen den Sand von dem höher folgenden Sandstein.

Der Sandstein ist das mächtigste Glied der Schichtenreihe. Er wird in mehreren Brüchen zur Schotterung gewonnen. Seine tieferen Schichten, unmittelbar über dem Wege, enthalten:

Venus cincta Eichw.
Cardium cf. Turonicum May.
Lucina borealis Linn.
Cryptodon sp., Steinkern.

Aehnlich dem *sinuosus Don.* (bei M. Hoernes) aber unterschieden durch das Vorhandensein nur eines Kieles. Die gleiche Form kommt in dem grauen Mergel von Sagor (Grazer Universitäts-Sammlung) vor.

Nucula nucleus Linn.

Viel höher sind einige Steinbrüche in diesem Sandstein. Dort sammelte ich:

Cardium sp.
Cryptodon sp. (die gleiche Form).

Pectunculus pilosus Linn.
Pecten Lenzi Hilb.
Ostrea digitalina du Bois.

Der Lithothamnien-Kalkstein erscheint in geringer Mächtigkeit; zwischen seinen Bänken liegt der ebenfalls geringmächtige Ervilien-Kalkstein. Man kann auch horizontale Uebergänge beider Gesteine beobachten. Die geologische Reichsanstalt besitzt aus meiner Aufsammlung ein Handstück, welches in den Schichtflächen paralleler Richtung zum Theil aus Ervilien-Kalkstein, zum Theil aus Lithothamnien-Kalkstein besteht.

Der Ervilien-Kalkstein enthält hier:

Cerithium deforme Eichw.
Calyptraea Chinensis Linn.
Ervilia pusilla Phil.
Nucula nucleus Linn.
Pectunculus pilosus Linn.
Lithothamnien.

Durch eine fossillose Sandlage geschieden, erscheint ganz auf der Höhe ein grauer, dichter, fossilloser Kalkstein.

Herr Dr. Eugen Hussak besorgte freundlichst eine mikroskopische Untersuchung dieses Kalksteins. Die Resultate derselben sind:

Es ist ein krystallinischer Kalkstein. Die Calcite sind optisch verschieden orientirt. Sie sind an Grösse ungleich und zwar die grösseren und die kleineren Individuen in räumlich getrennten Gruppen beisammen. Verhältnissmässig viel Quarzkörnchen; etwas Kaliglimmer; kein Biotit; Eisenoxydhydratflecken; Spuren von fossilen Organismen.

Auf die oberflächlich verwitterten Lagen folgt Humus, kein Löss.

Herr Professor Łomnicki gedenkt dieses Profiles, welches er mit Herrn Dr. Lenz und mir besuchte, ebenfalls[1]). Seine Angaben weichen, wenn auch nur unerheblich, von den meinigen ab. Das von ihm gezeichnete Profil lautet[2]):

8. Humus.

7. Schotter.

6. Harter, grauer Kalkstein, ähnlich dem Stanislauer Süsswasserkalk. „Dieser Kalkstein wird überall von einem braunen Thon begleitet."

5. Grüner Sandstein.

4. Grüngelblicher Lithothamnienkalk.

3. Conglomeratartiger Sandstein, der in den höheren Partien aus lauter kleinen Muschelschalen besteht.

Die tieferen Lagen sind auf einige Meter vom Humus bedeckt, erst unten, wo man die Strassensteine gewinnt, sieht man:

---

[1]) Kosmos VI, 1880.

[2]) Diese Mittheilung wurde mir durch eine gefällige Uebersetzung von Seite des Herrn Dr. L. R. v. Szajnocha ermöglicht.

2. Graulichgrünen Sandstein mit *Panopaea Menardi*, *Pectunculus pilosus*, *Pecten*, ausserdem sehr viele verkohlte Pflanzenreste; nach einer kleinen Unterbrechung folgt die

1. Senone Kreide.

Hiezu glaube ich Folgendes bemerken zu können: Die Angabe des Schotters scheint sich auf die durch Verwitterung entstandene oberflächliche Zertrümmerung des dichten Kalksteins zu beziehen. Die Begleitung des Letzteren durch braunen Thon soll wohl nicht für das in Rede stehende Vorkommen behauptet werden.

Łomnicki gibt unter dem Kalkstein Sandstein an, wo ich Sand notirte. Ein nochmaliger Besuch müsste hier entscheiden.

„Conglomeratartiger Sandstein" . . . „aus lauter kleinen Muschelschalen" sind unzweckmässige Bezeichnungen. Die Hauptmasse bilden Steinkerne (nicht Schalen); das conglomeratähnliche Aussehen wird durch diese Steinkerne verursacht. Das Gestein ist Kalkstein.

Das allerdings ganz nebensächliche Auftreten von Sand unter dem Sandstein, welches Łomnicki nicht angibt, habe ich noch deutlich in Erinnerung.

Zaciemna (Lahodów SW.). Die Schlucht im Osten dieses Dorfes ist in Löss eingerissen. Im nördlichen Theile dieser Schlucht sah ich Sand, darüber Sandstein und ganz oben in einer kleinen Nebenschlucht den dichten grauen Kalkstein, wie zu Lahodów.

Umgebung von Przemyślany.

Przemyślany liegt auf einer Lössterrasse. Im Osten des Städtchens werden Steinbrüche auf einem aus der Lössdecke ragenden Fels betrieben. Derselbe besteht aus einem dichten, grauen, bituminösen Kalkstein. Der Kalkstein ist dünn-plattig und enthält schwarze, braun abfärbende Lagen einer bituminösen Substanz. Auffallend gegenüber der sonstigen Ungestörtheit der Schichten ist die ausserordentliche Faltung seiner Schichten. Die Platten sind gebogen, jedoch nicht bruchlos. Zahlreiche, mit bräunlichem Calcit ausgefüllte Spalten und Verwerfungen setzen hindurch. An vielen Stellen ist eine sehr schöne Fältelung zu beobachten. Ich notirte nördliches bis nordwestliches Streichen.

Der Kalkstein enthält:

Paludina sp.,
Pisidium sp.,

ist also ein Süsswasserkalkstein.

Eine von Herrn Dr. Hussak mit gewohnter Gefälligkeit ausgeführte mikroskopische Untersuchung ergab:

Krystallinischer Kalkstein. Grobkörnige Partien wechseln mit feinkörnigen ab. Bald sind die feinkörnigen Partien in grösseren unregelmässigen Massen, bald in kugeliger Aggregation vorhanden. Keine Spur eines Bindemittels, rein körnig; man sieht, wie die einzelnen Körner in einander greifen. Frei von klastischen Gemengtheilen. Hie und da schwach gelblich von Eisenoxydhydrat gefärbt, sehr selten opake Erzkörnchen oder -Blättchen (Eisenoxyd?).

Das Liegende dieses Kalksteins ist nicht zu beobachten, das Hängende ist Löss, welcher im Hohlwege, NNO. des Aufschlusses, *Helix hispida*, *Pupa muscorum*, *Succinea oblonga* enthält.

Der gleiche Kalkstein tritt noch weiter nördlich, ebenfalls im Lipathale, bei Młynowce, zu Tage.

Steinbruch (Przemyślany N.). In Gesellschaft der Herren Lenz und Łomnicki sammelte ich in den bereit liegenden Steinprismen:

In grauem, feinkörnigem Mergel:

Thracia ventricosa Phil.
Isocardia cor Linn.
Cardium cf. praeechinatum Hilb.
Lucina borealis Linn.

In festem Sandstein:

Panopaea Menardi Desh.
Lucina borealis Linn.
Pecten scissus E. Favre.

Ein Uebergang von Sandstein und Mergel scheint nach meinen Handstücken vorhanden zu sein.

Graben, Weg nach Borszów N. Dieser Graben verläuft östlich vom Steinbruche. In dem auf meinen Kartenantheil entfallenden Gebiete tritt Kreidemergel und darüber Sandstein auf, welcher in dicken Bänken unter 12—16° nach SO. fällt. Die gesammelten Fossilien sind folgende:

Lamna-Zähne.
Thracia ventricosa Phil.
Isocardia cor Linn.
Cardium Baranowense Hilb. (eine Form der *Scissus*-Schichten von Baranów).
Pectunculus pilosus Linn,
Ostrea digitalina du Bois.
Terebratula sp. (die gleiche Form, welche zu Baranów in den *Scissus*-Schichten vorkommt).

In diesem Graben kommt ferner in nicht eruirter Lagerung, sehr wahrscheinlich aber über dem Sandstein ein dichter grauer Kalkstein mit *Serpula*-Röhren vor.

Krosienko (Przemyślany NW.), Im Steinbruche steht ein dickbankiger, horizontal liegender Sandstein an, welcher dünne Lithothamnien-Kalkbänke mit kleinen Lithothamnien enthält. Der Sandstein liefert einen ausgezeichneten Werkstein zum Baue der Lemberger Polytechnik. Bergfeucht leicht zu bearbeiten, wird er zur Bildhauerei, zu Thürstöcken u. s. w. verwendet.

Von Fossilien fand ich:

Cardium Baranowense Hilb.
Grateloupia (?) irregularis Bast.

Herr D. Stur erwähnt[1]) das Vorkommen der Kaiserwalder Schichten zu Przemyślany N. und Krosienko, und zwar, wie aus den

[1]) Verh. R.-A. 1859, p. 129.

oben angeführten Fossilien zu ersehen, mit Recht. Auf die Natur dieser Schichten gehe ich später ein.

Kula-Thal (Przemyślany SW.). Im Westen von Uszkowice verläuft das Thal in Quarzsandstein, welcher seltsamer Weise eine auf eine längere Strecke verfolgbare Faltung zeigt. Ich beobachtete diese Erscheinung in Gesellschaft der Herren Lenz und Łomnicki.

Tuczna (Przemyślany SW.), Hier, mitten im Sandsteingebiet, geben gröbere Sandsteinvarietäten das Material zur Mühlsteinerzeugung.

Kartenblatt Zone 8, Col. XXX, Żydaczów und Stryj.

Das Blatt gehört zum kleineren Theile dem Plateau, zum grösseren den Ebenen der Flüsse Stryj und Dniester an. Der Plateaurand zieht sich sich aus der Nähe von Rozwadów am Dniester in südöstlicher Richtung über Lapszyn bei Żurawno und verlässt mit dem Ablass-Berge das von mir untersuchte Gebiet. Der Steilrand besteht aus Löss, Sandstein und Gyps.

Der höchste Punkt auf der Karte (402 Meter) liegt im NW. Rozdół's, der tiefste (238 Meter) bei Żurawno im Dniester-Thale.

Auf diesem Blatte wurden folgende Schichten ausgeschieden:

II. Mediterranstufe: Lithothamnien-Kalkstein, dichter Kalkstein, weisser krystallinischer Kalkstein, Sandstein, Sand, Gyps. Diluvium: Fluviatiler Schotter und Lehm, fluviatiler Sand, Schotter im Löss, Berglehm, Löss.

Bemerkenswerth ist das gänzliche Fehlen des Kreidemergels auf dem Gebiete dieses Blattes. Das alte Kreidethal, dessen Spur wir bei Mikolajów kennen lernten, scheint sich hier allenthalben fortzusetzen. Selbst bei Żurawno in der geringen Höhe von 238 Metern tritt die Kreide noch nicht zu Tage.

Das vorherrschende Tertiärgestein ist der Sandstein. Er bildet bei Rozdół den Plateaurand; ebenso zu Żurawno, wo er einen ziemlich steilen, geraden, vom Dniester bespülten Abhang bildet. Der Lithothamnien-Kalkstein wurde unter Sandstein bei Rozdół beobachtet. Zwischen Rozdół und Chodorow sinkt das Plateau zu einem Lösshügelland herab, welches von 250 bis 341 Meter ansteigt. Einzelne Gypsfelsen treten schroff aus dem Löss hervor.

Das von Stryj und Dniester im Süden eingeschlossene Dreieck besteht an seiner Spitze aus dichtem Kalkstein, im Uebrigen aus Löss, unter welchem jener eine Strecke fortsetzt.

Der von diesen Flüssen im Westen eingeschlossene Zwickel wird von alten Flussablagerungen eingenommen, welche auch im südlichen Zwickel, und zwar unter dem Löss anstehen.

Nur Weniges habe ich über dieses einfache und fossilarme Gebiet des Weiteren auszuführen,

Turzanowce (Żydaczów NNO.). Im Westen des Dorfes bildet Löss (wie auf weitere Erstreckung nach Südosten) die Thalwand gegen den Dniester bis zur Thalsohle hinab. Der Löss ist hier reich an Lössschnecken.

Kutti NO. (Żydaczów NNO.). Teiche in Gypstrichtern.

Brsozdowce (Żydaczów NNO). Hier werden Steinbrüche auf schönem weissem Alabaster betrieben, welchen ein Jude im Orte durch seine Gehilfen zu Bildhauerarbeiten verwenden lässt. Ueber dem Gyps ist an dem Kutty gegenüberliegenden Gehänge ein dichter, krystallinischer, grauer, plattiger Kalkstein entwickelt.

Dr. Hussak's gefällige mikroskopische Untersuchung ergab:

Grobkörniger Kalkstein mit viel Biotit, wenig Quarz. Isotrope, farblose, unregelmässige Zwischenpartikel sind wohl Opal; zahlreich vorkommende lamellare Gebilde dürften als Kaliglimmer zu deuten sein. Dieser Kalkstein hat also wohl ein opaliges Bindemittel und ist reich an klastischen Gemengtheilen.

Unter dem Gyps liegt sandiger Mergel mit *Pecten denudatus Reuss.*

An einer Stelle ist an der Basis der Gypsaufschlüsse Sand vorhanden, doch das Lagerungsverhältniss nicht deutlich sichtbar.

Żydaczów. Mitten aus der Stryj-Dniester-Ebene ragt im Norden des Städtchens ein Fels dichten Kalksteins als gegen den Fluss vortretender Sporn auf. Weisser krystallinischer Kalkstein bildet einen zweiten, fast ganz von Löss bedeckten Sporn. Die Gleichstellung mit den dichten marinen Kalksteinen der übrigen Kartenblätter ist nur hypothetisch. Das Vorkommen ist als Rest denudirter Plateautheile aufzufassen.

Podhorce (Stryj O.). Der Steilrand gegen den Stryj entblösst zu unterst Flussschotter, bestehend aus weissem Quarz, vorwiegend aber aus Karpathen-Sandsteinen. Darüber liegt sandiger Löss mit Lössschnecken.

Die Schotterbildung entspricht einem vor der Lössablagerung aus den Karpathen kommenden Flusse.

Krynica und Horodyszcze (Stryj N.), zwei von mir nicht besuchte, aus dem Aufnahmsgebiete des Herrn Bergraths Paul herüberreichende Hügel wurden seiner Bezeichnung der anstossenden Theile entsprechend als Berglehm bezeichnet.

Kartenblatt Zone 8, Col. XXXI, Rohatyn, Westhälfte.

Das Blatt stellt einen hauptsächlich von Löss bedeckten niedrigen Plateautheil dar. Der Plateaurand liegt auf dem westlich angrenzenden Blatte Żydaczów.

Die höchste Erhebung (Wysoky las 401 Meter) liegt im Nordwesten von Rohatyn im Sandsteingebiet, die geringste (Swirz-Thal 234 Meter) bei Bukaczowce.

Folgende Ausscheidungen entfallen auf dieses Blatt: Kreidemergel; II. Mediterranstufe: Lithothamnien-Kalkstein, Sandstein, Sand, Gyps, Gypstegel; Quartär: Fluviatiler Lehm, Löss.

Sandstein und untergeordnet Lithothamnien-Kalkstein und Sand treten nur im Nordosten und Süden der in Rede stehenden Kartenhälfte auf. Der übrige Theil wird von lössbedeckten Hügeln eingenommen, aus welchen an vielen Punkten Gyps und Gypstegel hervortreten. Merkwürdiger Weise sieht man an diesen zahlreichen Auf-

schlüssen keine unmittelbare Verbindung der Gypsschichten mit andern Tertiärschichten. Wenn man jedoch die Karte überblickt, gewinnt man aus der Vertheilung der Schichten und dem Niveau ihres Auftretens die Ansicht, dass der Gyps in den Profilen sehr bald über der Kreide folgt und die Sandsteine und Lithothamnienkalke ein höheres Glied in der localen Schichtenreihe bilden.

So tritt im Osten von Czerniów Kreidemergel neben Gyps zu Tage, ohne indess die Lagerungsbeziehung zu zeigen. Wo das Terrain von den Gypsaufschlüssen höher ansteigt, wie zu Bortniki (auf dem Blatte Żydaczów) oder zu Fraga (Rohatyn NW.), bestehen die im Hintergrunde sich erhebenden Berge aus tertiärem Sandstein.

Im Thale des Mlynówka-Baches kommt man, von seinem Ursprunge hinabwandernd, auf der östlichen Thalseite aus dem Gebiete des Lithothamnienkalkes in das des Gypses und unten bei Potok (Rohatyn W.) in das des Kreidemergels, während die rechte (westliche) Thalseite von Löss begrenzt wird.

Dies macht bei der Horizontalität der Schichten die angegebene Stellung des Gypses wahrscheinlich.

Czercze (Rohatyn W.). Hier wird dichter, unreiner Gyps zur Beschotterung gebrochen. Herrn Dr. Hussak habe ich eine mikroskopische Untersuchung dieses Gypses zu danken:

Es ist ein krystallinischer, feinkörniger, faseriger Gyps mit Schnüren und Adern aus grösseren Individuen bestehend. Apatitähnliche Kryställchen. Als klastische Gemengtheile werden winzige farblose Körner und grüne Chloritblättchen betrachtet. Braunrothe Eisenoxydhydratkörnchen.

Nördlich von Czercze steht, nur zur Beschotterung benützt, krystallinischer Gyps in mächtiger und anhaltender Entwicklung an.

Mobilka (Knihynicze O.). Im Gypstegel liegen Trümmer dichten Kalksteins, wahrscheinlich eingesunkene Reste einer einstigen Ueberlagerung.

Bukaczowce. Auf der Höhe der Sandsteinberge im Nordosten des Dorfes, auf der Radowa góra (338 Meter) liegt ein Lehm mit einer eingeschlossenen Lage von Karpathensandstein-Geschieben. Die Geschiebeschichte ist in einem etwas vertieften Wege aufgeschlossen; die Geschiebe haben die platte Gestalt der Flussgeschiebe.

Nach der bedeutenden Höhe dieses Vorkommens (das angrenzende Swirz-Thal geht auf 237 Meter hinab), reicht das als fluviatiler Lehm ausgeschiedene Gebilde sicher in die älteste Diluvial-, wo nicht in die Tertiärzeit zurück.

Geologie der Gegend zwischen Busk, Gliniany, Podkamien und Załosce.

Dieser Landstrich wurde im Jahre 1880 aufgenommen. Er umfasst 42 geographische Quadratmeilen und wurde in drei Monaten und drei Wochen geologisch cartirt.

Kartenblatt Zone 6, Col. XXXI, Busk und Krasne.

Fast das ganze Kartenblatt wird von jenem Theil der Tiefebene eingenommen, auf welchem die Vereinigung der Flüsse Pełtew und Bug und die Spaltung der Lemberg-Brody-Tarnopoler Bahn stattfindet. Im Süden zieht sich ein schmaler Plateaustreifen hin; die isolirten Hügel bei Slowita und Mitulin sind durch Erosion abgetrennte einstige Plateautheile.

Die höchste Erhebung dieses Letzteren, 471 Meter, liegt im Osten von Slowita, zu Wapiniarka. Der tiefste Punkt der Tiefebene (Bug-Thal, Busk NW.) liegt 214 Meter über der Adria.

Folgende sind die geologischen Ausscheidungen dieses Blattes: Kreidemergel; II. Mediterranstufe: Sand, Sandstein, Lithothamnien-Kalkstein, dichter Kalkstein; Diluvium: Löss, Sand, Schotter, terrassirte Flussanschwemmungen.

Der Kreidemergel setzt die untere Hälfte des Plateaus zusammen und erscheint demgemäss längs seinem ganzen Rande aufgeschlossen. Darüber folgt auf dem Plateau Sand oder Sandstein, und hier, wo vorhanden, meist über den zwei letzteren Bildungen Lithothamnien-Kalkstein. An einer Stelle (Wapiniarka) folgt über dem Sandstein dichter, fossilloser Kalkstein. Die Fläche des Plateaus ist hier durch Löss bedeckt, welcher stellenweise über die Tertiärbildungen bis auf den Kreidemergel hinabreicht, so dass das den Steilrand auf der Karte markirende Farbenband nur aus der Farbe des Kreidemergels besteht. Zwischen Mitulin und Nowosiołki bedeckt der Löss sogar den Kreidemergel, so dass der Löss des Plateaus in unmittelbare Verbindung tritt mit dem Löss der Tiefebene. Ob dieses Verhältniss seit der Lössablagerung existirt oder seither durch die Thätigkeit des Regenwassers herbeigeführt wurde, konnte ich nicht entscheiden. Ich möchte das Letztere annehmen.

Der Löss zieht in der Tiefebene in einem breiten Streifen von dem am westlichen Kartenrande liegenden Zuchorziec über Gliniany (*glina*, Lehm) nach Osten. Nördlich und nordwestlich folgen alte terrassirte Absätze der Flüsse Pełtew und Bug, welche hauptsächlich aus geschichtetem Lehm zusammengesetzt sind. Der nordwestliche Theil des auf diesem Kartenblatte dargestellten Terrains besteht aus einem ausgezeichneten Lössterrain. Der Kreidemergel bildet in der Tiefebene im Südosten Krasne's eine ausgedehnte Erhebung, erscheint aber in den übrigen Theilen nur noch zu Krasne selbst, bei Kniaże und in den Lehmeinschnitten, die geringe Mächtigkeit der aufgelagerten Diluvialschichten zeigend. Diluvialer Sand tritt stellenweise im Verbreitungsbezirke des Lösses auf.

Schotter kommt an zwei Stellen, zu Kniaże und Lackie małe, vor.

Im Osten von Krasne fand ich ein erratisches Quarzitgeschiebe lose auf einem Felde.

Erwähnenswerthe Einzelheiten sind von folgenden Punkten anzugeben.

Leśniczówka (Kozlów S.). Ziegelei auf Löss, guter Fundort von Lössschnecken (*Helix hispida*, *Pupa muscorum*, *Succinea oblonga*).

Busk. Dieses Städtchen liegt mitten in den terrassirten Flussanschwemmungen, in welche der Pełtew sein Bett vertieft hat. Der westliche Steilrand des Pełtew besteht aus gelblichem, wohlgeschichtetem Süsswasserlehm. Im Norden von Busk schreitet man über drei Terrassen zu den Höhen der nördlichen Vorstädte empor. Die erste liegt nur 2 Meter über dem Spiegel des Słotwina-Baches (der Bach hatte bei meinem Besuche niedrigen Wasserstand). Sie besteht aus sandigem Lehm mit recenten Arten von *Limnaeus*, *Vivipara*, *Planorbis* und *Helix*. Die zweite Terrasse, die bedeutendste unter den dreien, besteht aus dem gleichen Gestein. Sie trägt die Vorstadt Długa strona. Nördlich von der Strasse erhebt sich eine dritte, niedrige Terrasse, auf welcher in der Vorstadt Wolany eine Ziegelei besteht. In derselben ist sandiger Lehm und darüber Sand entblösst. Der aus geschichtetem sandigen Lehm bestehende Hügel mit der Kirche in der Vorstadt Wolany hat man wohl als einen Theil der zweiten Terrasse zu betrachten. Nördlich von der obersten Terrasse blickt man nach Norden und Osten auf eine fast horizontale Ebene hinaus, welche ich nicht weiter untersucht, sondern für dem Verbreitungsbezirk des Terrassendiluviums angehörig gehalten habe.

Słowita und Mitulin. Nördlich von diesen unter dem Plateaurande liegenden Ortschaften befinden sich zwei aus Sandstein bestehende Hügel, welche durch eine mit Löss bedeckte Einsenkung, einen Theil der Tiefebene, vom Plateau getrennt sind. Der Kreidemergel erreicht mit dem ganz aus demselben bestehenden Hügel mit der Marienkapelle (einem Plateauvorsprung), im Osten von Słowita bedeutendere Höhe, als der Sandstein jener Hügel. Nach dem über die Reliefform des Kreidemergels Bekannten rührt dieses Verhältniss nicht nothwendiger Weise von einer Lagerungsstörung her.

Mitulin SO. Profil vom Plateaurande in die Dubasowa dolina: Kreidemergel, fossilloser Sandstein (Steinbruch), bedeckte Höhe (Löss?), dichter Kalkstein (zahlreiche, nicht anstehende Blöcke und Trümmer, welchen kein anderes Gestein beigemengt), Sandstein, Kreidemergel.

Gołogory. In der Schlucht der Localität za wapnem im Osten von Gołogory steht Kreidemergel an. Darüber liegt Löss. Trotzdem liegen in der Schlucht viele Blöcke von fossillosem Sandstein, von Ervilien-Sandstein und dichtem, etwas bituminösem Kalkstein. Sie scheinen hier im Löss zu liegen, ähnlich, wie ich dies im Kislery-Potok-Graben beobachtet.

Im Ervilien-Sandstein fand ich:

Ervilia cf. podolica Eichw.
Nucula nucleus Linn.
Cardium 2 sp.
Alles in Steinkernen.

Im Dorfe südlich von Gołogory, welches nicht mehr meinem Aufnahmsterrain angehört, soll nach Mittheilungen eines Insassen von Gołogory ein Steinbruch sein, in welchem der Ervilien-Sandstein ebenfalls vorkommt.

Łackie małe S. Die Geschiebe des als diluvial ausgeschiedenen Schotters bestehen aus Kreidemergel, welcher vorherrscht, Sand-

stein, Feuerstein. In den oberen Partien liegen kantige Blöcke von tertiärem Sandstein und Ziegelgeschiebe. Trotzdem letzterer Befund die Fortsetzung der Bildung in die geologische Jetztzeit beweist, glaubte ich doch nicht, auch die unteren Partien, für welche diese Anhaltspunkte nicht vorliegen, derselben Zeit zutheilen zu sollen.

Das Vorkommen bildet eine kleine Terrasse am Plateaurande.

In der Schlucht südlich vom Meierhof zwischen Lackie małe und Lackie wielkie setzt die Schotterbildung nach Süden fort. Am Grunde dieser Schlucht ist Kreidemergel entblösst, an den Gehängen dagegen eine Trümmerbildung aufgeschlossen. Diese besteht in den unteren Theilen hauptsächlich aus Kreidemergel, welcher in den oberen Schichten fehlt, wo nur Sandstein und Lithothamnien-Kalkstein an der Zusammensetzung des Schotters theilnehmen.

Die Sandsteintrümmer enthalten folgende Fossilien:

Cardium sp.
Isocardia cor Lam.
Pecten sp.
Clypeaster sp.
Serpula sp.

Oestlich von Lackie małe erscheint an einer Stelle der Kreidemergel zweimal in demselben Profil:

5. Löss.
4. Lithothamnien-Kalkstein.
3. Kreidemergel.
2. Tertiärer Sand.
1. Kreidemergel.

Die hügelige Form der Kreideunterlage erklärt dieses Vorkommen.

Majdan gołogorski. In das Thal der hier entspringenden Złota lipa münden von Norden her zwei Schluchten, von denen die östliche Baranowa dolina, die westliche auf der Karte nicht benannt ist. Die östliche Wand beider ist steil und zeigt den Kreidemergel entblösst, die westliche ist flacher und besteht aus Löss.

Kartenblatt Zone 6, Col. XXXII, Złoczów.

Das auf dieser Karte dargestellte Terrain fällt mit Ausnahme eines am westlichen und nordwestlichen Rande befindlichen Tiefebene-Streifens dem podolischen Plateau zu.

Der Charakter des Letzteren ist ausgesprochener, als in den im Jahre 1879 von mir untersuchten Gegenden. Die Waldbedeckung ist geringer, grosse Forste bestehen nur zwischen Pieniaki und Podhorce. Die undulirende Fläche des Plateaus ist meist mit Löss bedeckt; nur an einigen dem Nordrande nahe liegenden Stellen bilden die dort auftretenden sarmatischen Schichten ohne Lössbedeckung das Oberste.

Die Hauptterosionsrichtungen verlaufen in diesem Gebiete nach Südosten und Nordwesten; zwei grosse, verschiedenen Meeren angehörige Flüsse, Bug und Seret, nehmen hier ihren Ursprung; die Quellen



beider nähern sich an einer Stelle auf 230 Meter. In dem kesselartig erweiterten Sumpfgebiet zwischen Werchobuż, Kołtów und Kruhów trüben sich die durchlaufenden Bugquellen, die rings herum klar aus dem Kreidemergel sprudeln.

Verzweigter ist die Quellbildung des Seret, welcher aus drei Hauptquellbächen, zu Podhorce, Huta Pieniacka und Nuszcze, seinen Ursprung nimmt. Sein Lauf ist träge, das Thal sumpfig.

In Bezug auf die Thalbildung fällt auf, dass viele der meridional verlaufenden, mit Rücksicht auf die genannten Flüsse secundären Erosionsfurchen, gleichviel, ob ihr Gefälle nach Süden oder Norden gerichtet ist, auf der Ostseite von einer steilen Thalwand begrenzt sind, während im Westen eine sanfte Böschung zur Plateauhöhe hinaufführt. Die steile Wand entblösst Kreidemergel, häufig auch Tertiär, und erst darüber auf der Plateauhöhe Löss, während die sanfte Thalwandung oberflächlich nur Löss erblicken lässt. Die Wasserscheide zwischen je zwei benachbarten derartigen Thälern liegt näher dem westlicheren Thale.

Diese Erscheinung wurde im Gebiete dieses Blattes in folgenden Schluchten beobachtet:

Südlichen Gefälles:

Fedenowa dolina, Zloczów SW.
Srednia dolina, Zloczów S.
Kamieńska dolina, Zloczów SO.
Grabarka-Bach, Markopol NW.
Graben von Markopol.
Sered-Bach und die in sein Thal mündende
Blaszkowa dolina, Markopol NO.
Samec-Bach, Wierzbowczyk.
Szewczy Kat, eine Schlucht im Osten von Szczydłuk bei Ponikwa wielka.

Nördlichen Gefälles:

Graben von Hokałowce, und
Graben von Pankowce.

Einseitig westliche Steilränder sind auf dem Gebiete dieser Karte nicht vorhanden.

Da die europäische Wasserscheide sehr nahe dem Plateaurande hinzieht, darf das zahlreichere Auftreten der Erscheinung an südlich gerichteten Wasserläufen nicht überraschen.

An dieser Stelle muss auch der local als okno bezeichneten Erscheinung gedacht werden.

In der Literatur über Galizien ist mir nur eine Stelle bekannt geworden, an welcher ein ähnliches Vorkommen erwähnt wird. Alth[1]) sagt bei Aufzählung der Gypsvorkommen am Dniester: „In der Gegend von Czernelica deutet eine flache, sumpfige Niederung mit zahlreichen Erdfällen, worunter manche mit Wasser gefüllt sind und so kleine Teiche bilden, die okna (Fenster), und welchen die Sage eine unergründliche Tiefe beimisst, das Vorkommen des Gypses an."

[1]) Jahrbuch R.-A. 1858, p. 148.

Als „okno“, Fenster, bezeichnen die ruthenischen Landleute der Gegend südlich von Jasionów gewisse teichähnliche Wasserbecken. Auf den Originalaufnahms-Blättern des militär-geographischen Institutes steht an einer Stelle oko als Bezeichnung eines solchen Beckens. Der Name „oko“, Auge, ist unter den Bauern weniger gebräuchlich. Nach mir von gebildeten Einwohnern gewordenen Mittheilungen ist die selten vorkommende Bezeichnung „morskie oko“, Meerauge, von Fremden, welche eine Analogie mit der bekannten Erscheinung in den Karpathen fanden, importirt worden.

Die okna (Mehrzahl von okno) sind kreisrunde, in einem Falle unregelmässig umgrenzte Becken, erfüllt von sehr kaltem und sehr reinem Wasser. Die Randpartie ist seicht und erlaubt das Hineinwaten bis zu einem jähen Absturze, welcher die Wand eines tiefen Trichters zu bilden scheint.

Die okna liegen alle im Thalsystem des Wolica-Baches, eines Ursprungsbaches des Seret. Eines befindet sich zu Deberki (Majdan NW.), ein anderes zu Bobutucha und mehrere in jenem auf der Karte unbenannten Thälchen östlich von Majdan, dessen Ursprung bis in die Nähe von Huta Werchobużka zurückreicht. Ich lernte nur diese Letztere kennen.

Das oberste, auf der Karte „sine oko“, blaues Auge, von der Bevölkerung vorwiegend „sine okno“, blaues Fenster, benannt, ist das grösste. Seine Fläche beträgt nach meiner Schätzung mindestens 2000 Quadratmeter.

Es stosst unmittelbar an die aus Kreidemergel und Lithothamnien-Kalkstein bestehenden Thalwände und liegt in Ersterem. Ein oberflächlicher Zufluss existirt nicht, wohl aber ein fortwährender nicht unbedeutender Abfluss. Die übrigen okna dieses Thales sind durch den Abflussbach des ersten verbunden.

Dass die Eigenthümlichkeit dieser Becken gegenüber den in der Umgegend nicht seltenen Teichen von den Bewohnern gefühlt wird, prägt sich in den zum Theil abenteuerlichen Vorstellungen aus, welche die Landleute damit verbinden. Ein mich begleitender damaliger Brodyer Gymnasiast, Herr Peter Zalewski aus Jasionów, hatte die Gefälligkeit, die bei unserem Besuche an einer dem okna mit Einlegen von Flachs in die seichte Randzone beschäftigte Bauern darüber zu befragen. Sie erzählten: „Die okna gehen durch die Erde bis auf die andere Seite. Darum nennen wir sie Fenster. Sie enthalten Fische, so gross wie kleine Kinder; dieselben kommen aber nur selten an die Oberfläche. Zuweilen, ein- bis zweimal im Jahre, beginnt das sonst ruhige Wasser zu wirbeln und in der Mitte wird ein mit Sand vermischter Wasserstrahl bis Manneshöhe emporgeschleudert. Die okna werden unterirdisch aus dem Teiche von Pieniaki gespeist.“

Letzteres ist nicht anzunehmen, da dieser Teich viel tiefer in demselben Thalsysteme liegt. Das Vorhandensein grosser Fische scheint ebenfalls sehr unwahrscheinlich.

Das Material, in welchem das oberste okno und sehr wahrscheinlich, obgleich wegen der Alluvien nicht in sichtbarer Weise, auch die unteren okna liegen, der Kreidemergel, ist dem lösenden Einflusse des Wassers in zu geringem Grade unterworfen, um die Ursache der Okno-

bildung in oberflächlicher Lösung oder in durch unterirdische Auflösung bedingten Einstürzen zu suchen. Nirgends sind Einlagerungen im Kreidemergel bekannt geworden, welche etwa als Veranlassung des Phänomens angesehen werden könnten.

Man könnte die okna auch für durch die erodirende Kraft des Wassers erweiterte Mündungen aufdringender Quellen halten. Gegen diese Annahme scheinen mir die bedeutenden Horizontaldimensionen des obersten okno's zu sprechen.

Die an Ort und Stelle durch den Augenschein gewonnenen Beobachtungen scheinen mir zu einem sicheren Urtheil nicht hinzureichen.

Da die im Süden grenzenden Höhen 445 Meter Höhe erreichen, das tiefste okno dagegen unterhalb 360 Meter liegt, scheint das angegebene Aufsprudeln, zumal bei dem Vorhandensein von Analogien [1]) und der nicht erfunden scheinenden Darstellung der Art des Vorganges glaubwürdig.

Tiefen- und Temperatur-Messungen wurden mir von einer in der Nähe ansässigen Persönlichkeit in Aussicht gestellt, ohne dass mir eine Nachricht darüber zugekommen wäre.

Die höchste Erhebung in dieser Gegend ist der Berg Poręby (455 Meter) im Nordwesten von Werchobuż, der tiefste Punkt (326 M.) liegt in der Tiefebene im Westen von Konty.

Folgende sind die auf dieses Blatt entfallenden Ausscheidungen: Kreidemergel; II. Mediterranstufe: Braunkohle mit grünem Tegel, Sand, Sandstein, Sandstein mit *Pecten scissus*, Lithothamnien-Kalkstein; sarmatische Stufe: Sand, Sandstein, Kalkstein (Serpulakalk und weisser, mürber Kalkstein); Diluvium: erratische Blöcke, Löss, Sand, Schotter, terrassirte Flussanschwemmungen.

Der Kreidemergel erscheint längs des ganzen Plateaurandes und in den meisten in dasselbe eingeschnittenen Thälern im langen Streifen. Grössere Flächen nimmt derselbe im Norden von Złociów ein, wo er den sanften Abfall des Plateaus bildet. Er ist hier ausserordentlich fossilarm.

Zu erwähnen ist die bedeutende Meereshöhe, welche der Kreidemergel in diesem Gebiete erreicht. Meist steigt er hier über die halbe relative Plateauhöhe empor, an einer Stelle, südlich von Jasionów, die Meereshöhe von 384 Metern erreichend. Ueber dem Kreidemergel folgt, meist in schmalen Streifen sichtbar, von der localen Braunkohle abgesehen, Sand oder Sandstein und im westlichen Theile darüber der Lithothamnien-Kalkstein; im östlichen liegt dieser Letztere direct über der Kreide. Local in der nördlichen Umgebung von Holubica bildet das höchste sichtbare Glied des marinen Miocäns Sandstein mit *Pecten scissus*.

Darüber folgen dann an dieser Stelle und weiter im Osten und Südosten sarmatische Schichten.

---

[1]) Eichwald schildert nach Tietze (Jahrb. R.-A. 1880, p. 744) eine ähnliche Erscheinung von der Insel Oesel im Bull. de la soc. imp. des nat. de Moscou 1854, p. 76.

Clesius, H. v. Felstrichter bei Puži, NW. von Fiume. Verh. R.-A. 1867, p. 159.

Die Fläche des Plateaus sowohl, als der Haupttheil des hier in Betracht kommenden Tiefebene-Stückchens sind von Löss bedeckt. Diluviale Sande sind an einer Anzahl von Punkten, zum Theil als Flugsande entwickelt. Die terrassirten Flussanschwemmungen reichen von dem Gebiete des früher besprochenen Blattes in ganz beschränkter Weise herein. Die betreffenden Punkte liegen nicht auf den gemachten Routen, sondern die Einzeichnung geschah, weil die gemachte Abgrenzung die wahrscheinlichste schien. Erratische Blöcke wurden nur bei Złoczów aufgefunden.

Nähere Angaben habe ich über folgende Localitäten zu machen:

Südliche Umgebung von Złoczów.

Der Plateaurand verläuft bis Płuhów in östlicher Richtung und biegt hier nach Nordwesten um. Złoczów liegt in der so gebildeten Plateau-Einbuchtung zum Theil auf Löss, zum andern im Alluvium. Die Bucht ist durch den Złoczówka-Bach erzeugt, der in der Nähe von Płuhów entspringt und nach kurzem Laufe bei Bełżec den Bug erreicht.

Jasienowce. Von hier ist das zweimalige Erscheinen des Kreidemergels in dem in das Plateau gelegten Profile zu erwähnen. Unten kommt Kreidemergel zu Tage, darauf trifft man auf eine Bank festen Sandsteins, wieder auf Kreidemergel, ferner auf Sand, Lithothamnien-Kalkstein, Löss. Die Aufschlüsse sind zu einer genauen Erhebung der Lagerung ungenügend.

Schlucht Bahnhof SW. Ueber Kreidemergel liegt eine Trümmerschichte, aus unvollkommen gerundeten Kreidemergel-Fragmenten bestehend; darüber Lehm mit grossen, ziemlich gut abgerollten Blöcken tertiären Sandsteins und seltenen Feuersteingeschieben, welche wieder von einer mit Lehm gemischten Lage von Kreidemergel-Trümmern bedeckt werden. Diese vielleicht recente Trümmerbildung wurde nicht ausgeschieden. Höher im Niveau, doch wahrscheinlich nicht überlagernd, folgt ein lössähnlicher Lehm. Er ist geschichtet, stellenweise braun und enthält verkohlte Pflanzenreste. Nur lose auf diesem Lehm fand ich ein gebleichtes Exemplar von

Succinea oblonga.

Profil Bahnhof — Fedenowa dolina. Von unten nach oben Nordabhang: Kreidemergel, Lössstreifen, miocäner Sand und Sandstein, Lithothamnienmergel mit *Cerithium rubiginosum Eichw.*, Sandstein mit *Trochus sp.*, *Pectunculus glycimeris Linn.*, *Ostrea sp.*, *Serpula sp.*, Lithothamnienkalk. Auf der Südseite ist die Schichtfolge weniger vollständig aufgeschlossen.

Während auf der Nordseite der Sand über dem Sandstein überwiegt, ist auf der Südseite der Sandstein mächtiger. Er enthält hier *Cerithium deforme Eichw.* und Lithothamnien.

Auf der Karte ist die Schichtfolge etwas reducirt dargestellt.

Bahnhof SO. Unter Sand und unter diesem befindlichen lössähnlichem Lehm (Löss?) liegt unter dem Plateaurande Schotter aus Lithothamnienkalk, tertiärem Sandstein und Kreidemergel.

Schlucht Liśniówka W. (Liśniówka gehört zur Gemeinde Woroniaki). Löss mit Blöcken von eigenthümlichem, aus dem Tertiär der Umgebung mir nicht bekannt gewordenem Sandstein, von welchem ich leider keine Probe zu näherer Untersuchung mitgenommen, tertiärem Sandstein und Lithothamnienkalk. Die Blöcke liegen auf der breitesten Fläche horizontal. Lithothamnienkugeln bilden Schotterlagen im Löss.

Liśniówka N. In einem Seitengraben ist folgendes Profil aufgeschlossen:

Kreidemergel, miocäner Sand, Braunkohle, kohliger Schieferthon, Sand, Lithothamnien-Kalkstein, Löss.

Der Schieferthon enthält sehr verdrückte Zweischaler, von welchen einige Längsrippen besitzen (Cardien?). Die Kohle ist erdig.

Andere Kohlenvorkommen konnte ich in Woroniaki, von welcher Gemeinde in der Literatur Kohlen angegeben werden, nicht auffinden.

Im Unterlaufe des zugehörigen Hauptgrabens ist an der westlichen Schluchtwand Löss mit Lössschnecken und Geschiebelagen (Sandstein und Kreidemergel), an der östlichen Wand Kreidemergel entblösst.

Kobilaucsyzna SW. Auf der Höhe sind Steinbrüche auf Lithothamnien-Kalkstein mit *Pecten elegans Andrzj.*, *Ostrea digitalina du Bois* und kleinen Lithothamnien. Die Höhe ist hier lössfrei.

Bahnstation NW. Von dem Feldwege aus, der vom ersten nordwestlich von der Station befindlichen Kreuze nach NNO. führt, sichtbar, liegt auf einem Felde eine Gruppe von 5 grossen Blöcken. Drei davon liegen unmittelbar neben einander, zwei isolirt in geringer Entfernung. Sie stecken zum Theil in der schwarzen, aus der Verwitterung des die Unterlage bildenden Kreidemergels bestehenden Erde, einige bestehen aus quarzitischem Sandstein, andere aus Quarzsandstein und haben eine theils seltsam buckelige, theils ebene Oberfläche.

Da der Quarzsandstein vollkommen mit dem tertiären im Süden übereinstimmt, trug ich bisher Bedenken, der Blöcke in meinen Berichten Erwähnung zu thun. Die Untersuchungen des Jahres 1881 lehrten mich das Vorkommen dieses Sandsteins und anderer tertiärer Gesteine mit solchen des nordischen Diluviums in den Umgebungen von Rawa und Kamionka strumiłowa u. s. w. Auch der quarzitische Sandstein kommt in diesen Gegenden häufig erratisch vor.

Das Vorkommen dieser Blöcke in der Nähe von Złoczów ist eine wichtige Gletschermarke.

Złoczówer Castell S. Im Löss, welcher spärliche Lössschnecken und -Männchen enthält, ist eine Quarzsandlage eingeschaltet.

Strutyn O. In einem kleinen Graben am Wege von der Kozakowa góra her liegt über Kreidemergel ein auf der Karte nicht ausgeschiedener Schotter, aus Lithothamnien-Kalkstein und Sandstein bestehend, welcher Quarzsand- und Kalksand-Lagen enthält. Seine fluviatile Natur ist aus der Form der Geschiebe erkennbar. Er gehört wahrscheinlich der Diluvialzeit an.

Westliche und nordwestliche Umgebung von Zloczów.

Vorstadt Gliniańskie. An dem Gehänge gegen den Złoczówka-Bach ist in beträchtlicher Ausdehnung ein fluviatiler, dem Diluvium zugetheilter Schotter entwickelt. Er wechsellagert mit Schichten aus Quarzsand und kalkreichem Lehm. Die Bestandtheile des Schotters sind: Lithothamnien-Kalkstein, Sandstein, Feuerstein.

Poczapy O. Der langgestreckte Sandhügel wurde mit der Farbe des Diluvialsandes bezeichnet, weil das Vorkommen durch seine Höhe über der Thalsohle (8 Meter) die Zurechnung zu den recenten Bildungen, diejenige zu den marinen Tertiärschichten durch die Beimengung von Fragmenten von Lithothamnienkalk und Sandstein nicht zu erlauben scheint. Tertiäre Flussabsätze vom Alter des Belvedere-Schotters aber wurden bisher in der ostgalizischen Tiefebene nirgends nachgewiesen, weshalb für den speciellen Fall die Zugehörigkeit zum Diluvium wahrscheinlicher ist.

Nördliche und östliche Umgebung von Zloczów.

Bracka góra. Dieser Berg liegt an dem nordwestlich verlaufenden Theile des Plateaurandes. Die Kreide bildet am Fusse einen breiten, sanft gegen die Tiefebene abfallenden Streifen. Darüber ist am Plateaurande eine nur durch Trümmer verrathene untere Lithothamnienkalk-Bank vorhanden, über welcher Quarzsand mit zerbrochenen marinen Zweischalern folgt. Derselbe wird von Sandstein mit Lithothamnienkugeln bedeckt. Das Profil wird durch Lithothamnien-Kalkstein abgeschlossen, auf welchem auf dem Plateau zahlreiche seichte Steinbrüche betrieben werden. Löss ist hier nicht vorhanden.

Im Lithothamnien-Kalksteine kommen vor: *Monodonta angulata Eichw.*, *Cerithium deforme Eichw.*, *Pectunculus pilosus Linn.*, *Pectunculus glycimeris Linn.*, kleine Lithothamnien.

Kozakowa góra. Wo man von Trościaniec mały her zu den ersten (südlichsten) Häusern von Zazule hinabkommt, ist rechts (nördlich) von der Strasse in höherem Niveau ein Aufschluss.

Zu unterst ist zersetzter Kreidemergel sichtbar; darüber folgt brauner Tegel, dann eine schwarze erdige Schichte, über dieser grüner Tegel, tertiärer Sand, und zu oberst weisser mergeliger Kalkstein mit seltenen Lithothamnien, *Cerithium deforme Eichw.*, *Trochus sp.* An dem westlichen Ende des Aufschlusses steht schlechte, blättrige Braunkohle mit grünem Tegel an, die Fortsetzung der unteren schwarzen Schichte.

Das ganze Aufschluss-Profil hat nur wenige Meter Höhe.

Trościaniec mały. Die von hier von Olszewski (nicht, wie es in einem meiner Reiseberichte heisst, von Stur) angegebenen Kohlen konnte ich weder finden, noch bei den Juden des Ortes etwas darüber erfahren. Den Förster, der vielleicht besser Auskunft gegeben hätte, traf ich nicht zu Hause, und zu der beabsichtigten Wiederholung des Besuches fehlte die Zeit. Grünen Tegel, der die Kohle häufig begleitet,

sah ich an der Stelle, an welcher der von Złoczów her führende Weg in's Thal senkt.

Nuszcze. Ich bemerke, dass ich diesen Punkt nicht besuchte, und dass die hier gemachten Einzeichnungen nach gefälligen mündlichen Angaben des Herrn Dr. E. v. Dunikowski geschahen.

Südliche Umgebung von Podhorce.

Die nähere Umgebung von Podhorce ist durch den grossen Reichthum wohlerhaltener Fossilien, welche in den miocänen Sanden enthalten sind, und durch das Vorkommen von allerdings unbedeutenden Braunkohlenflötzen ausgezeichnet.

Podhorce S. [1]. Die von Złoczów nach Brody führende Reichsstrasse verläuft im Süden von Podhorce auf Löss und setzt, wo sie sich der Schlucht nähert, über tertiären Sandstein zum Kreidemergel hinab. Hier befinden sich westlich von der Strasse durch eigenthümliche Form auffallende Hügel. Es sind alte Befestigungen.

Schlucht Podhorce S., Kaiserstrasse O. In der nordsüdlich verlaufenden Hauptschlucht ist folgendes Profil aufgeschlossen:

Kreidemergel, grüner Tegel mit
Cerithium deforme Eichw.
„ *Florianum Hilb. h.*
Turritella Pythagoraica Hilb.
Monodonta angulata Eichw.
Lucina borealis Linn.
Pectunculus pilosus Linn.

Cerithium Florianum bildet im Tegel eine Petrefaktenlage für sich. Der Tegel ist durch Wasser, welches aus ihm hervorkommt, sehr erweicht und in Folge dessen verrutscht, so dass es schwer hält, das ungestörte Anstehende zu sehen. Er bildet eine steile Wand, auf welcher man sich wegen der grossen Glätte der weniger erweichten und des tiefen Einsinkens in die erweichten Partien kaum zu halten vermag.

Es ist nicht ausgeschlossen, dass einige der oben citirten Formen, welche zum Theil oberflächlich gesammelt wurden, aus einer höheren Schichte stammen.

Darüber liegt ein schlecht aufgeschlossenes Kohlenflötz, über welchem wieder Tegel folgt. Dieser ist von Lithothamnien-Kalkstein bedeckt, welcher hier einen localen Wechsel in der in der Umgebung herrschenden Sandstein-Facies zu bilden scheint. Die Decke ist Löss.

Von Osten her mündet in die erwähnte Hauptschlucht eine zweite Schlucht, in welcher ich folgende Schichtfolge sah: Kreidemergel mit Feuerstein-Geschieben, Braunkohle, deren unmittelbares Liegendes nicht aufgeschlossen ist; weisser Quarzsand ohne Fossilien. Die Fortsetzung des Profiles ist etwas weiter rückwärts in der Schlucht in einem aufgelassenen Steinbruch zu beobachten.

[1] Der Ausgangspunkt der Orientirung ist bei dieser und den folgenden bezüglichen Angaben das Schloss.

Dort folgt über dem Sande Sandstein und höher Lithothamnien-Kalkstein mit *Cerithium deforme Eichw.*, *Pectunculus glycimeris Linn.*

In einem noch weiter nach hinten gelegenen Steinbruch folgt über diesem auch dort sichtbaren Kalkstein ein zweites Kohlenflötz von einem Drittelmeter Mächtigkeit, doch sehr in der Lagerung gestört. Darüber liegt grünlicher, tegelartiger Lehm, welcher zahlreiche Lössschnecken enthält.

Pusch[1]) gibt ein Profil der „Podhorcer Schlucht, südlich von Brody". Welche von den zahlreichen um Podhorce vorkommenden Schluchten gemeint ist, dürfte schwer zu eruiren sein. Sein Profil stimmt mit meinen Beobachtungen nicht. Nirgends sah ich hier die Kohlen im Sandstein gelagert.

Basilianer Kloster. Nordöstlich vom Kloster befindet sich ein Steinbruch auf Sandstein mit *Cassis Saburon Lam.* und *Panopaea Menardi Desh.*[2]).

Schlucht Kloster SW. Schichtfolge: Kreidemergel, tertiärer Sandstein mit

Cerithium deforme Eichw.
Turritella turris Bast.
Panopaea Menardi Desh.
Venus cincta Eichw.
Pectunculus pilosus Linn.
Pecten sp.
Ostrea digitalina du Bois.

In dieser Schlucht folgt dann eine zweite Tegellage mit Einschlüssen erdiger Kohle. Zwei Schurfzeichen befinden sich auf diesem Tegel.

Weiter oben mehren sich im Bachbette Kohlentrümmer, bis endlich im Bachbette selbst ein Kohlenflötz ansteht, einen kleinen Wasserfall verursachend. Die Kohle ist nicht in ihrer ganzen Mächtigkeit sichtbar, sondern der untere Theil unter der Bachsohle verborgen. Sie ist von erdiger Beschaffenheit, braun, dünn schieferig und leicht zerbrechlich; sie enthält häufig einen kleinen *Mytilus.*

Ueberlagert wird sie der Reihe nach von Sandstein, mächtigem grünem Tegel und Sandstein.

Hucisko Oleskie. Töpferindustrie auf grünem, den Kreidemergel überlagernden Thon. Nach mündlichen Mittheilungen soll dort auch Kohle vorkommen; ihre Auffindung gelang mir nicht.

Pobocz NW. Steinbrüche auf Lithothamnien-Kalkstein mit *Cerithium deforme Eichw.*, *Pectunculus pilosus Linn.*, seltenen Lithothamnien. Der Kalkstein liegt unmittelbar auf Kreidemergel.

Schlucht Podhorce SO. Es ist diejenige Schlucht, welche östlich von der Stelle, wo die Kaiserstrasse in die Tiefebene hinabsteigt, in die Letztere mündet.

Schichtenfolge (combinirt aus Beobachtungen in der Hauptschlucht und einem Seitengraben): Kreidemergel, grüner Tegel, Kohle, Sand Lithothamnien-Kalkstein, Sandstein.

---

[1]) Geogn. Beschr. von Polen.
[2]) Die Mittheilung dieser Fossilien verdanke ich dem Superior des Klosters, dem ich auch für andere freundliche Hinweise sehr verbunden bin.

Der Sand enthält an der Grenze gegen den Kalkstein Lithothamnien, ausserdem zahlreiche Conchylien:

Ringicula buccinea Desh.
Mitra leucozona Andrz.
Pleurotoma sp.
Cerithium lignitarum Eichw.
„ *Schaueri Hilb.*
„ *deforme Eichw.*
Turritella Pythagoraica Hilb.
Trochus patulus Brocc.
Pyramidella plicosa Bronn.
Natica redempta Micht.
Corbula gibba Ol.
Venus Sobieskii Hilb.
„ *cincta Eichw.*
„ *plicata Gmel.*
Cardium Holubicense Hilb.
Lucina dentata Ag.
„ *borealis Linn.*
„ *columbella Lam.*
Pectunculus pilosus Linn.
Arca lactea Linn.
Lima sp.
Pecten Besseri Andrz.
Ostrea digitalina du Bois.

Schlucht Podhorce OSO. In einem nördlicher gelegenen Theile derselben Schlucht beobachtete ich an den Wänden folgende Schichtfolge: Kreidemergel, Sand, kohlig-erdige Schichte, mergeliger Sandstein.

Das Profil ist schon auf geringe Entfernung ein etwas anderes.

Im Sande fanden sich folgende Conchylien:

Ringicula buccinea Desh.
Buccinum coloratum Eichw.
Pleurotoma sp.
Cerithium deforme Eichw.
Turritella bicarinata Eichw.
„ *Pythagoraica Hilb.*
Monodonta angulata Eichw. sp.
Trochus patulus Brocc.
Natica millepunctata Lam.
Chemnitzia cf. striata n. sp.
Dentalium sp.
Corbula gibba Ol.
Venus plicata Gmel.
Lucina columbella Lam.
„ *dentata Ag.*
„ *borealis Linn.*
Cardita Partschi Goldf.

Nucula nucleus Linn.
Pectunculus pilosus Linn.
Arca lactea Linn.
Pecten Besseri Andrz.
„ *gloria maris du Bois.*
Ostrea digitalina du Bois.

Westliche und nordwestliche Umgebung von Podhorce.

Podlesie. So ist auf der Karte der südwestlich von Olesko liegende gerundete Plateauvorsprung genannt. Bei einer an dem von Westen hinauf führenden Weg gemachten Besteigung traf ich auf der Höhe, dem Kreidemergel ohne Zwischentritt von Tertiärschichten aufgelagert, einen fluviatilen, wahrscheinlich diluvialen Schotter in 375 M. Meereshöhe; derselbe besteht aus den Tertiärgesteinen der Gegend und liegt 122 Meter über dem Bugthal im Süden, 138 Meter über den heutigen Alluvien der Tiefebene im Norden. Die Ausdehnung der Schotterablagerung spricht gegen ihre Bildung in dem Ursprungsgebiete einer Schlucht und für die Entstehung zu einer Zeit, als der Abfluss in viel höherem Niveau vor sich ging, als heutzutage.

Cyków (Olesko S.). Aehnlicher Schotter auf dem Plateau.

Menicz, Podhorce NW. Auf dem so bezeichneten Berge liegt ähnlicher Schotter in 384 Metern Meereshöhe. 136 Meter über dem jetzigen Ueberschwemmungsgebiete der nördlich angrenzenden Tiefebene.

Biała góra (Podhorce NW.). Der Name „weisser Berg" rührt von der weither sichtbaren Farbe des Kreidemergels her, welcher die Hauptmasse des ganzen zugehörigen Plateaurandes bildet.

Ueber der Kreide liegt ein weisser, sehr fossilreicher Quarzsand. Die Fossilien sind so häufig, dass der Sand nur die Lücken zwischen den sich berührenden Conchylienschalen ausfüllt. Der Hauptfundort liegt knapp nördlich von der Strasse, westlich vom Walde. Es sind kleine künstliche Gruben. Ich sammelte daselbst folgende Conchylien:

Conus Dujardini Desh.
Ringicula buccinea Desh.
Mitra leucozona Andrz.
Buccinum serraticosta Bronn.
Pleurotoma submarginata Bon.
Cerithium Bronni-forme Hilb.
„ *deforme Eichw.*
Turritella Pythagoraica Hilb.
Monodonta angulata Eichw. h.
Trochus Buchii du Bois.
„ *patulus Brocc. h.*
Pyramidella plicosa Bronn.
Natica millepunctata Lam.
Bulla Lajonkaireana Bast.
Calyptraea Chinensis Linn.
Corbula gibba Ol. h. (= *dilatata Eichw.*)

Auch die grössere Klappe ist gekielt. Vielleicht wäre es besser gewesen, diese Form von der neben ihr im Wiener Becken vorkommenden mit hoher, ungekielter, grösserer Klappe zu trennen.

Lutraria oblonga Chemn.
Venus cincta Eichw. h.
Circe minima Mont.
Cardium praeechinatum Hilb. h.
„ *subhispidum Hilb.*
Chama gryphoides Linn.
Diplodonta trigonula Bronn.
Lucina borealis Linn. h.
„ *dentata Ag.*
„ *transversa Bronn.*
Nucula nucleus Linn. h.
Pectunculus pilosus Linn. h.
„ *glycimeris Linn. h.*
Pecten elegans Andrz. h.
Ostrea digitalina du Bois h.

Olszewski[1]) erwähnt von der auch von ihm besuchten Biała góra ausser einem Theile der von mir gefundenen Formen noch:

Columbella corrugata? Bon.
Turritella bicarinata Eichw.
Trochus quadristriatus du Bois.
Patella sp.
Ensis Rollei M. Hoern.,

ausserdem eine Reihe nach älteren Angaben citirter Formen. Folgende als von ihm gefunden angegebene Arten sind wahrscheinlich nicht hinreichend scharf bestimmt: Olszewski's

Cerithium scabrum Ol. = *C. deforme Eichw.*
„ *Bronni? Partsch* ≐ *C. Bronni-forme Hilb.*
Turritella Archimedis Brong. = *T. Pythagoraica Hilb.*
Venus multilamella Lam. = *V. cincta Eichw.*
Cardium papillosum Poli = *C. praeechinatum Hilb. iuv.?*

Am häufigsten kommen die *Pectunculus*-Schalen vor; ich fand sie stets einzeln und fast immer auf dem Schalenrande, nur selten dagegen mit der Convexseite nach unten liegend. Bei der Lectüre dieser Tagebuchnotiz erinnere ich mich einer seither erschienenen ähnlichen, auf eine recente Bildung bezüglichen Angabe des Herrn Dr. E. Tietze. Derselbe sagt bei Gelegenheit einer Beschreibung der Südküste des caspischen Meeres[2]):

„Ueberall sind Muscheln, namentlich Cardien verschiedener Varietäten ausgeworfen, zumeist mit der convexen Seite der auseinander gefallenen Klappen nach oben gekehrt. Dieser Umstand fiel mir so auf, dass ich später an anderen muschelreichen Küsten, z. B. am Lido

[1]) Ber. d. physiogr. Comm. 1876.
[2]) Dr. Emil Tietze: Ueber einige Bildungen der jüngeren Epochen in Nordpersien. Jahrb. R.-A. 1881, p. 121.

von Venedig, mich speciell nach Analogien umsah, indessen, wie ich bekenne, nicht mit Erfolg. Ich will deshalb aus jener Thatsache noch keinen Schluss ableiten, möchte aber ihre weitere Verfolgung nicht für absolut unnütz halten, denn würde man eine grosse Zahl analoger Beobachtungen sammeln und eine bestimmte Lage der Schalen verschiedener Muschelformen als vorwaltend bei ihrer ersten Ablagerung feststellen können, dann hätte man bei muschelführenden älteren Schichten im Falle sehr gestörter und undeutlicher Lagerung ein Hilfsmittel oder doch eine Andeutung mehr, um zu erkennen, ob eine Schicht sich in überstürzter Lagerung befindet oder nicht."

Da Herr Dr. Tietze auf die Ursache des Phänomens nicht eingeht, erlaube ich mir, meine Ansicht über dieselbe mitzutheilen.

Die ursprünglich auf der Convexseite liegenden Schalen werden durch die Wasserbewegung umgedreht; liegen sie auf dem Schalenrande (auf horizontaler Unterlage), so werden sie höchstens verschoben, nicht gedreht. Letztere Lage entspricht dem stabileren Gleichgewichte.

Aus der an einer Stelle beobachteten vorwiegenden Lage der Muscheln auf dem Schalenrande ist bei Annahme dieser Erklärung zu schliessen, dass die Ablagerung in bewegtem Wasser vor sich ging.

Weiter im Westen, wo sich die Strasse zur Tiefebene senkt, steht der Sand an dem erhabenen nördlichen Wegrande an. Ich sammelte dort:

Turritella Pythagoraica Hilb.
Venus cincta Eichw.
Pectunculus pilosus Linn.
Ostrea digitalina du Bois.
Lithothamnien-Knollen.

Auf der Höhe von Menicz wird der auch dort auftretende Sand von Lithothamnien-Kalkstein überlagert.

Der Sand zieht sich in einem durch mehrfache Aufschlüsse verrathenen Streifen bis Podhorce und von dort, den Plateaurand begleitend, fort nach Osten.

Auch die anderen Fundorte dieses Sandes, welche alle ich mich zu eruiren bemühte, sind mehr oder weniger fossilreich.

Es sind:

Schlucht im westlichen Theile von Podhorce:

Lucina borealis Linn.

Podhorce, am Wege bei der ruthenischen Kirche:

Pecten Besseri Andrz.

Podhorce N. An der Strasse, welche östlich vom Schlosse in die Tiefebene hinabführt, kommt man aus dem Gebiete des Lösses in das des Sandes. Der Sand schliesst Sandsteinplatten, viele Lithothamnienknollen und Fossilien ein, von welchen ich folgende fand:

Turritella Pythagoraica Hilb.
Venus sp.
Pectunculus glycimeris Linn.
Pecten sp. pl. indet.

Unter dem Sande folgt Kreidemergel.

Nördliche Umgebung von Podhorce.

Kadłubiska (Podhorce NNO.) S. In dem ersten rechtseitigen Seitengraben ist ein Schotter aufgeschlossen, welcher zum Theil aus tertiären Gesteinen gebildet ist und abgerollte Tertiärfossilien enthält.

Der Schotter besteht aus: Kreidemergel, geröllrunden und flachen geschiebeartigen Stücken, Kalkstein mit *Cerithium deforme Eichw.* in eckigen, nur wenig gerundeten Partien, Lithothamnien-Trauben, Feuersteinen, Quarzsand, Lehm und Fossilien:

Cerithium Schaueri Hilb.
Turritella Pythagoraica Hilb.
Lucina columbella Lam.
„ *dentata Ag.*
Pectunculus glycimeris Linn.
Pecten sp.
Serpula sp.

Die Fossilien sind zum Theil stark gerollt (*Turr. Pyth.*), zum Theil in Trümmern vorhanden (*Pectunc.*, *Pecten*); andere sind besser erhalten; man sieht deutlich die Knoten der Cerithien, die Zähne von *Pectunculus*, von welch' Letzterem neben Scherben auch ganze Einzelschalen vorkommen.

Die Beimischung von abgenützten Trümmern tertiärer Gesteine, und der Erhaltungszustand der Fossilien lassen auf eine durch fliessendes Wasser bedingte Entstehung der Schotterbildung schliessen. Die Gesteine und Fossilien stimmen mit denen des nahe gelegenen Plateaurandes.

Der Bacheinschnitt reicht nicht bis zum Plateau. Da es nicht wahrscheinlich ist, dass die Tertiärabsätze mit dem heutigen Plateausteilrande ihr Ende gefunden haben, man vielmehr annehmen muss, dass die Bildung der Tiefebene ein postmiocänes Ereigniss und zwar von langer Dauer ist, da ferner beim Anblick der kartographischen Darstellung kaum ein Zweifel bleibt, dass der Löss über dem Schotter liegt, ist dieser am wahrscheinlichsten in die Diluvialzeit zu stellen.

Oestliche Umgebung von Podhorce.

Plateaurand Podhorce-Jasionów. Nahe der Höhe des Plateaus ziehen sich Aufschlüsse im Sande auf langer Erstreckung fort. Der Sand liegt horizontal und enthält Sandsteinbänke, zu deren Ausbeutung behufs Schottergewinnung die Aufschlüsse angelegt wurden. In den Sandsteinen sieht man häufig die Spuren einer Quarzitbildung: die Grenzen der zusammenhängenden Sandkörner sind kaum oder nicht zu unterscheiden, die Körner verflösst.

Der Sand ist ungemein fossilreich und bildet mehrere Meter hohe Wände. Zum Theil bunt durcheinander, zum Theil bankweise (Austern und Kammmuscheln) stecken die Conchylien im Sande, die Zweischaler häufig mit geschlossenen Klappen.

Hier fiel mir auf, dass die vollständig geschlossenen Muschelschalen mit grobem Sande gefüllt sind. Zur Zeit ihrer Füllung klafften

sie, da sonst (z. B. bei den Cythereen) keine Oeffnung für den Eintritt des Sediments vorhanden ist und wurden später durch den Druck der übergelagerten Sedimente geschlossen, wobei ein Theil des Sandes ausgequetscht werden musste.

An dem östlichsten, zugleich am höchsten gelegenen Aufschlusse liegt über dem Sande Lithothamnien-Kalkstein.

Fossilien des Sandes:

Ostracoden.
Conus Dujardini Desh.
Cypraea cf. sanguinolenta Gmel.

Ein unvollständiges Exemplar, welches sich durch die Bezahnung des ganzen linken Mundrandes auszeichnet, während bei *C. sanguinolenta* die Bezahnung nur an der Basis existirt.

Erato laevis Don. 1 Ex.
Ringicula buccinea Desh.
Mitra goniophora Bell. var b. bei M. Hoern. u. Auing.
„ *leucozona Andrz.*
Columbella semicaudata Bon.
Terebra cf. fuscata Brocc.
Fragment.
„ *Basteroti Nyst.*

Die Nahtbinde ist durch eine ziemlich tiefe Furche abgegrenzt, zwischen den Rippen bemerkt man mit der Loupe hie und da Querreifen.

Nach M. Hoernes' Unterscheidung ist also diese Form nicht zu *pertusa Bast.*, sondern zu dieser *sp.* zu stellen.

Buccinum cf. duplicatum Sow. n. sp., Jugendexemplar,

stimmt mit Exemplaren aus Ebersdorf (M. Hoernes I, Taf. 13, Fig. 9), und hat, wie diese, an der Basis Querfurchen. Die Herren M. Hoernes und Auinger haben diese auch in der Wiener Niederung in den mediterranen Schichten erscheinende Form zu besprechen übersehen.

Buccinum serraticosta Bronn.
„ *coloratum Eichw.*
„ *Tietzei Hilb.*
Cassis Saburon Lam.
Murex tortuosus Sow. (= *affinis Eichw.*).
„ *flexicauda Bronn.*
„ *Galicianus Hilb.*
Pleurotoma cf. submarginata Bon.
„ *cf. Schreibersi M. Hoernes*, ein unvollständiges Exemplar.
„ *cf. obeliscus Desm.* (*non M. Hoern.*).
Die Form von M. Hoernes ist viel spitzer und gleich *Allionii Bell.*
Cerithium minutum Serr.
Juvenes.
„ *deforme Eichw.*

Cerithium ignitarum Eichw.
„ *rubiginosum Eichw.*
„ *Florianum Hilb.*
„ *Podhorcense Hilb.*
„ *Schaueri Hilb.*
Turritella Pythagoraica Hilb. h.
Monodonta angulata Eichw.
Trochus Buchii du Bois.
„ *turricula Eichw.*
„ *patulus Brocc. h.*
Fossarus costatus Brocc.
Vermetus intortus Lam.
Pyramidella plicosa Bronn.
Sigaretus haliotoideus Linn.
Natica redempta Micht. h.
„ *millepunctata Lam.*
Nerita picta Fér.
Chemnitzia n. sp.
„ *perpusilla Grat.*
Rissoa (Alvania) Montagui Payr.
„ *inflata Andrz.*
„ *costellata Grat.*
Rissoina pusilla Brocc.
Bulla Lajonkaireana Bast.
Fissurella graeca Linn. (= *nodosa Eichw.*)
Dentalium cf. Bouéi Desh.
„ *entalis Linn.*
Solen cf. subfragilis Eichw.

Diese Art ist bisher nur aus sarmatischen Schichten bekannt. Ich besitze ein nicht vollständiges Exemplar, welches ich von derselben nicht unterscheiden kann.

Corbula gibba Ol.
Ervilia pusilla Phil.
Tellina donacina Linn.
Venus Sobieskii Hilb.
„ *clathrata Duj.* (*iuv.*).
„ *cincta Eichw.*
„ *plicata Gmel.*
Cytherea Pedemontana Ag. h.
Cardium praeechinatum Hilb.
„ *Holubicense Hilb.*
„ *subhispidum Hilb.*
Chama gryphoides Linn. (*asperetta Eichw.*).
Lucina dentata Ag.
„ *borealis Linn. h.*
„ *columbella Lam. h.*
„ *incrassata du Bois.*
„ *transversa Bronn.*
Cardita Partschi Goldf.

Nucula nucleus Linn.
Pectunculus pilosus Linn.
Arca umbonata Linn.
„ *barbata Linn. h.*
„ *lactea Linn.*
Modiola sp. cf. marginata Eichw. (Fragment).
Pecten Besseri Andrz. h.
„ *gloria maris du Bois h.*
„ *elegans Andrz.*
„ *Lilli Pusch* (1 Ex.).
Plicatula ruperella Duj.
(schwächer gerippt, als die meisten Wiener Expl.)
Ostrea digitalina du Bois hh.
Scutella sp.
Echinoiden-Stacheln.
Vioa sp.
Bohrungen auf einer *Pectunculus*-Schale.
Rotalia Beccarii Orb.
Polymorphina gibba Orb.
Truncatulina lobatula Orb.
Polystomella crispa Orb.
„ *ambata Orb.*

Die Bestimmung dieser Foraminiferen verdanke ich der Gefälligkeit des Herrn Felix Karrer.

Schlucht Jasionów SW. Diese vom Plateau herabkommende Schlucht schneidet in die Fortsetzung der eben besprochenen Bildungen ein. Sie liegt westlich von dem Wege, welcher von dem Meierhofe auf die Höhe Zauewicz führt. Das Profil ist folgendes:

6. Löss.
5. Lithothamnien-Kalkstein mit *Cerithium deforme Eichw.*
4. Fossilreicher Sand.
3. Schieferthon.
2. Braunkohle.
1. Kreidemergel.

Die Kohle ist dunkelbraun, dünnschieferig, ebenflächig brechend. Einige verfallene Stollen deuten einen Ausbeutungsversuch an, welchen ein deutscher Bergmann vor Jahren unternommen und einige Winter betrieben hatte.

Fossilien des Sandes:

Buccinum Tietzei Hilb.
Cerithium Schaueri Hilb.
„ *cf. minutum Serr.*
Turritella Pythagoraica Hilb.
Trochus patulus Brocc.
Pyramidella plicosa Bronn.
Bulla Lajonkaireana Bast.
Corbula gibba Ol.
Cytherea Pedemontana Ag.
Cardium praeechinatum Hilb.

Lucina columbella Lam.
„ *dentata Ag.*
„ *ornata Ag.*
Pectunculus pilosus Linn.
Arca barbata Linn.
Ostrea digitalina du Bois.

Zatrudy-Majdan. Zwischen diesen Orten (und weiter im Süden zwischen Opaki und Pobocz) liegt der Lithothamnien-Kalkstein ohne Zwischenlagerung der von Podhorce und Jasionów erwähnten Kohlen-, Tegel- und Sandschichten auf dem Kreidemergel.

Umgebung von Pieniaki.

Pieniaki ist ein Dorf nebst einem schönen, dem Grafen Wladimir Dzieduszicki gehörigen Schlosse. Es liegt in einem der Ursprungsthäler des Seret, im Innern des Plateaus.

Pieniaki W. Bei den westlichsten Häusern der Ortschaft befindet sich am rechten Gehänge ein Steinbruch auf weissem, die Kreide überlagerndem Kalkstein, welcher

Pectunculus pilosus Linn.,
Pecten gloria maris du Bois,
Ostrea digitalina du Bois

enthält.

Ein ähnlicher weisser Kalkstein findet sich in der nahe gelegenen Kutniakowa dolina mit

Rissoen, sehr häufig.
Monodonta angulata Eichw.
Arca sp.
Pecten sp.

Holubica (Pieniaki NNW.). Holubica ist derjenige Fundort im galizischen Tertiär, von welchem die meisten Arten bekannt geworden sind.

Holubica liegt an dem linken Gehänge des Thales von Pieniaki. Die Aufschlüsse liegen in den das Gehänge durchquerenden Schluchten. Zu unterst ist Kreidemergel sichtbar, unmittelbar darüber der petrefactenreiche Sand, welcher an einer Stelle mit einer Lithothamnienkalk-Bank in Verbindung steht. An einer Stelle liegt Flussschotter, an den meisten Löss zu oberst.

In der südlichsten Schlucht ist der oberste Theil des Kreidemergels reich an Bohrlöchern, welche von tertiären Bohrmuscheln herrühren. Im untersten Theile der Schlucht liegt unmittelbar auf der Kreide Löss, welcher neben der petrographischen Beschaffenheit durch Lössschnecken und Lössmännchen bezeichnet ist. Ausserdem enthält der Löss zahlreiche Tertiärpetrefacte, namentlich sehr kleine Gehäuse. Die unterste Lösslage ist hier reich an verkohlten Pflanzenresten. In dem höheren Theile der Schlucht liegt unter dem Löss conchylienreicher Sand, welcher die marinen Petrefacten des Lösses geliefert hat.

Nahe der Sohle der Schlucht befindet sich eine Schichte gelblichen Lehms, welcher sehr reich an kleinen Gasteropoden, namentlich Rissoen, ist. Der in höherem Niveau anstehende Sand liegt vielleicht darüber. Directe Ueberlagerung konnte ich nicht sehen, da das Gehänge von diesem Lehm an zurücktritt. Möglicherweise ist dieser Lehm eine junge Anschwemmung und das Fossilvorkommen secundär. Dieser Lehm ist bereits von Stur nach Schauer's Angaben als wahrscheinlich unter dem Sande liegend angegeben worden[1]).

Die mittlere Schlucht zeigt keine Tertiärschichten. Dem Kreidemergel liegt Löss auf, welcher Trümmer von *Pectunculus* und Lagen von gerollten Lithothamnien-Kalktrümmern enthält.

In der nördlichsten Schlucht, am Beginne des Weges von Holubica nach Hucisko brodzkie ist ein Kalkstein mit *Cerithium deforme Eichw.* entblösst, dessen Lagerungsverhältniss zum Sande mir zweifelhaft blieb. Geringmächtig ist der petrefaktenreiche Quarzsand, welcher von einem Flussschotter aus tertiärem Kalkstein und darüber befindlichem Löss bedeckt wird.

Ich sammelte zu Holubica folgende Fossilien:

(Südlichste Schlucht = I, nördlichste Schlucht = II.)

Conus Dujardini Desh. II.
Ringicula buccinea Desh. I, II.
Mitra goniophora Bell. var. b. R. Hoern. u. *Auing. I.*
„ *laevis Eichw. I, II.*
„ *striata Eichw. I, II.*
„ *recticosta Bell. I, II.*
Columbella scripta Bell. II.
Buccinum serraticosta Bronn. I, II.
„ *cf. Dujardini Desh. I, II.*
„ *cf. incrassatum Müll. II.*

Ein Exemplar, dessen Gewinde niedriger, dessen Schlusswindung bauchiger ist, als die jener Art.

Chenopus alatus Eichw. sp. I.
Murex flexicauda Bronn. I.
„ *Galicianus Hilb. I.*
Pyrula condita A. Brongn. II. ns.
Pleurotoma (Clavatula) ramosa Bast. II.
„ *(Raphitoma) submarginata Bon. I.*
Cerithium deforme Eichw. I, II, h. h., auch in Löss *II.*
„ *Eichwaldi R. Hoern.* u. *Auing. I, II, hh.*
„ *Bronni-forme Hilb. I. II.*
Turritella Pythagoraica Hilb.
Ich fand lauter kleine Exemplare *I, hh. II, h.*
Turbo rugosus Linn., Deckel *II.*
Monodonta angulata Eichw. sp. II, h.
Trochus turricula Eichw. II (Löss).
„ *Buchii du Bois II.*
„ *patulus Brocc. I, h, II, hh.*

---

[1]) Jahrb. R.-A. 1865, p. 282.

Pyramidella plicosa Bronn. II.
Turbonilla pygmaea Grat, I.
Natica millepunctata Lam. I, II, II Löss.
„ *redempta Micht. I.*
Nerita picta Fér. II.
Chemnitzia cf. perpusilla n. sp. II.
Entferntere Querfurchen als bei *perpusilla.*
Chemnitzia cf. striata M. Hoern. n. sp. II. ns.
Besitzt erhabene Querreifen.
Rissoa inflata Andrz. I, II, II Löss.
„ *costellata Grat. II* Löss.
„ *Lachesis Bast., var. laevis II.*
Rissoina striata Andrz. II.
Bulla Lajonkaireana Bast. II.
Calyptraea Chinensis Linn. II.
Corbula gibba Ol. I, hh. II.
Lutraria oblonga Chemn. II.
Fragilia fragilis Linn.
Tellina donacina Linn. II.
Venus cincta Eichw. I, II.
„ *plicata Gmel. II.*
Cytherea Pedemontana Ag. (iuv.). II.
Circe minima Mont. II. h.
Cardium praeechinatnm Hilb. I, II.
„ *praeplicatum Hilb. II.*
„ *subhispidum Hilb. II.*
„ *Holubicense Hilb.*

Im k. k. Hofmineralien-Cabinete vorliegende Exemplare.
Diplodonta trigonula Bronn. II. h.
Lucina transversa Bronn. h. II. Stimmt vollkommen mit den Exemplaren von Pötzleinsdorf.
„ *borealis Linn. I, II. hh.*
„ *columbella Lam. II.*
„ *dentata Ag. II.*
Spaniodon nitidus Reuss II. (Letocha's zwischen *Circe* und *Lutetia* stehender Zweischaler.)
Cardita rudista Lam. I, II, II Löss.
Nucula nucleus Linn. II. h.
Leda fragilis Chemn. I, II.
Pectunculus pilosus Linn. I, h. II, h.
„ *glycimeris Linn. I, II.*
Congeria amygdaloides Dunker II.
Pecten elegans Andrz. II. n. s.
„ *gloria maris du Bois II.*
Ostrea digitalina du Bois I, II. hh.

In der paläontologischen Sammlung der Wiener Universität befinden sich auch zwei Schildchen (eines Chiton), was ich des Inter-

esses an dieser in unserem Tertiär seltenen Gattung wegen erwähne. Sie rühren von Herrn Letocha her.

Czepiele (Pieniaki S.). Dieses Dorf liegt an dem rechtseitigen Gehänge, von welchem im Bereiche des Dorfes zwei Schluchten herabkommen.

In der nördlichen Schlucht reicht im Unterlauf derselben der Löss bis an und unter die Sohle der Schlucht, während erst höher oben, oberhalb der Stelle, wo der Fahrweg die Schlucht verlässt, Kreidemergel ansteht.

In der südlichen Schlucht folgt über dem Kreidemergel fossilreicher Sand, wie zu Holubica und darüber Löss, von unten grüner, höher gelber Farbe.

Im Sande wurden von mir folgende Fossilien gesammelt:

Serpula sp.
Conus Dujardini Desh.
„ *Brezinai R. Hoern.* u. *Auing.*
„ *cf. Vindobonensis Partsch.*
Ringicula buccinea Desh.
Columbella scripta Bell.
Buccinum Tietzei Hilb. h.
„ *coloratum Eichw.*
Terebra Basteroti Nyst.
Cerithium lignitarum Eichw.
„ *deforme Eichw.*
„ *cf. rubiginosum Eichw.*
Natica millepunctata Lam.
(Kleine Exemplare.)
Turritella bicarinata Eichw.
„ *Pythagoraica Hilb. h.*
Trochus patulus Brocc.
„ *Buchii du Bois.*
Rissoa inflata Andrz.
Sonst im Sarmatischen häufig.
„ *exigua Eichw.*
Venus cincta Eichw.
Lucina borealis Linn.
Cardita Partschi Goldf.
Leda fragilis Chemn.
Pecten elegans Andrz.
„ *gloria maris du Bois* (Fragment).
„ *Besseri Andrz.*

Rewego gaj (Pieniaki NO.). Wo die Fahrstrasse von Pieniaki nach Podkamien bei Rewego gaj aus dem Thale von Litowisko die Höhe wieder gewinnt, befinden sich Aufschlüsse in das Senon überlagerndem Sande, in welchem ich folgende Fossilien sammelte:

Mitra recticosta Bell.
Columbella scripta Bell.
Buccinum serraticosta Bronn.

Cerithium deforme Eichw.
Turritella bicarinata Eichw.
Monodonta angulata Eichw. sp.
Turbo rugosus Linn. mit den zugehörigen Deckeln.
Natica millepunctata Lam.
Rissoa inflata Andrz.
„ *Montagui Payr.*
„ *exigua Eichw.*
Rissoina striata Andrz.
Venus cincta Eichw.
Cardita Partschi Goldf.
Pectunculus pilosus Linn.
Arca sp. (Fragment).
Pecten gloria maris du Bois.
Ostrea digitalina du Bois.
Psammechinus monilis Desm.

Weiter südlich befand sich näher der Höhe ein entwurzelter Baum, an dessen Wurzeln Blöcke eines Kalksandsteines hingen, welcher folgende Fossilien enthielt:

Monodonta angulata Eichw.
Turbo rugosus Linn. mit Deckeln.
Cerithium deforme Eichw.

Wysoki Kamien (Holubica N.). Knapp nordwestlich von Holubica kommt eine bisher nicht besprochene Schlucht herab, welche folgendes Profil zeigt: Senon, fossilreicher Sand, wie zu Holubica, Sandstein mit *Pecten scissus*, Löss. Der Sandstein ist ganz oben in der Schlucht aufgeschlossen, wo diese westlich vom Wege nach Hucisko brodzkie im Walde, nahe dem Rande desselben beginnt. Von den früher erwähnten Sandfundorten ist der genannte Sandstein durch einen Lössstreifen getrennt.

Der Sandstein enthält folgende Formen:

Solen sp.
Thracia ventricosa Phil.
Isocardia cor Linn.
Pecten scissus E. Favre.
„ *subscissus Hilb.*
„ *Wimmeri Hilb.*
„ *Lenzi Hilb.*

Mit Ausnahme von *Solen*, *Pecten subscissus* und *P. Wimmeri* gehören diese Reste zu den häufigeren der den Gyps zu Baranow an der Zlota Lipa unterlagernden Schichten, welche ich auch in Szczersec in gleicher Lage aufgefunden habe.

Den Steinbruch auf der Höhe lassen wir vorläufig ausser Acht, um zu constatiren, dass eine ganz ähnliche Schichtfolge sich auch auf dem Nordabfall des Berges, gegen die Tiefebene zu, beobachten lässt.

Nordwestlich von dem auf der Höhe befindlichen Steinbruch läuft eine Schlucht, Praczka („Wäscherin") genannt[1]), hinab, in welcher ich folgendes Profil beobachtete (von oben):

Sandstein mit *Thracia ventricosa, Pecten sp.* aus der Gruppe des *scissus* (*Scissus*-Sandstein).

Lithothamnien-Kalkstein mit *Cerithium deforme Eichw., Cardita Jouanneti Bast., Pectunculus pilosus Linn.*

Sand mit *Trochus patulus Brocc., Lucina borealis Linn., Cardium praeechinatum Hilb., Pectunculus pilosus Linn., Ostrea digitalina du Bois.*

Tegel, welcher nach einer mündlichen Mittheilung des Herrn E. Schauer Kohlenschmitzen enthält.

Kreidemergel.

Obwohl ich aus dem Sandstein keine grössere Fossilliste angeben kann, genügt das in Galizien nur in den Schichten mit *Pecten scissus* bekannte Auftreten der *Thracia ventricosa* und des zur *Scissus*-Gruppe gehörigen (von mir nur im Gestein gesehenen Pectens), zusammengehalten mit der petrographischen Uebereinstimmung zur Identificirung dieser Schichte mit der vom Südabhange als zu oberst vorkommend angegebenen.

Oben im Steinbruche treten sarmatische Schichten auf. Es ist das Verdienst Olszewski's[2]), zuerst auf das Auftreten der sarmatischen Stufe in diesem Theile Ostgaliziens hingewiesen zu haben. Bei den Uebersichtsaufnahmen der geologischen Reichsanstalt, welche in die Zeit fallen, bevor Suess und Barbot die Selbstständigkeit dieser Stufe gezeigt haben, wurde sie mit den tieferen Miocänbildungen zusammengezogen.

Im Steinbruche sieht man eine mehrfache Wechsellagerung von Sand und Sandstein. Jedes einzelne Quarzkorn sowohl des Sandes, als des Sandsteins ist mit einer Kalkkruste überzogen. Die Fossilien sind meist in Steinkernen oder in calcinirtem Zustande erhalten. Ich fand nur (im Sande und im Sandstein):

Rissoen.
Ervilia Podolica Eichw.
„ *cf. pusilla Phil.*

Olszewski gibt eine reichere Liste:

Serpula gregalis Eichw.
Spirorbis sp.
Cerithium pictum Bast.
Rissoa inflata Andrz.
Paludina sp.
Bulla Lajonkaireana Bast.
„ *truncata Ad.*
Ervilia Podolica Eichw. (*pullus*).
Mactra Podolica Eichw.
Cardium obsoletum Eichw.

[1]) Die Einwohner von Hucisko brodzkie leiden an Wassermangel und reinigen die Wäsche im oberen Theile der Schlucht, obwohl diese nach dem Dorfe hinabläuft. Das Wasser verschwindet nämlich und fliesst unterirdisch ab.

[2]) Ber. phys. Comm. 1876.

Leider sieht man an keiner Stelle den Contact mit den mediterranen Miocänschichten. Vom Endpunkt der Schluchten bis zu den künstlichen Aufschlüssen der Höhe wehrt eine steile, kurze, bewachsene Stelle den Einblick in das Schichtengefüge. Olszewski gibt, da er die *Scissus*-Schichten nicht wahrgenommen, als wahrscheinlich unmittelbares Liegendes im Norden Lithothamnien-Kalkstein an.

Ueber dem Sarmatischen, welches nach Olszewski's Schätzung hier ungefähr 10 Meter mächtig ist, liegt Löss, nach meiner Schätzung etwa 3 Meter mächtig. Bemerkenswerth ist die Form der Berührungsfläche. Der Löss liegt auf einer horizontalen Ebene, welche von der obersten Schichte des Sarmatischen gebildet wird.

Das Sarmatische erreicht hier ein Niveau von beiläufig 420 Metern.

Troinóg (Holubica NNO.). Durch die besprochene Schlucht von Wysoki Kamien (dem „hohen Stein) getrennt, erhebt sich der Troinóg[1]) (Dreifuss). Es ist ein breiter, 3 Meter hoher Sandsteinfels, bestehend aus einer von drei massigen Füssen gestützten Platte. Die Füsse hängen mit dem den Berg zusammensetzenden Sandstein so zusammen, dass man sieht, dass der Fels nicht auf secundärer Lagerstätte, sondern ein Denudationsrest ist. Das Vorkommen hat grosse Aehnlichkeit mit dem bekannten Fels unterhalb des Rheinfalls von Schaffhausen, welcher in ganz ähnlicher Weise, doch nur einfach, durchbrochen ist.

Der Sandstein des Troinóg enthält:

Ervilia sp.
Cardium cf. obsoletum Eichw,

ist also wohl als sarmatisch und die Fortsetzung der entsprechenden Bildung des Wysoki Kamien zu betrachten.

Viel tiefer, gegen Süden am Gehänge, sind Mühlsteinbrüche in einem fossillosen, petrographisch abweichenden Sandstein, welcher wahrscheinlich mediterran ist.

Opaki (Pieniaki WSW.). Gegen den Ursprungskessel des Bug hinab ist folgendes Profil zu sehen:

Löss.

Sarmatischer Sand mit Sandsteinbänken; in beiden folgende Formen: *Bulla Lajonkaireana Bast.*, *Paludina sp.?*, *Ervilia sp.*, *Cardium cf. obsoletum Eichw.*

Lithothamnien-Kalkstein.

Kreidemergel.

Wirthshaus Wydra (Hucisko brodzkie NW). Ueber dem Sénon liegt eine schwache Conglomeratschichte, darüber schneckenführender Löss, welcher stellenweise bis in's Thal hinab reicht.

Kamienna góra (Holubica NW.). In der auf die Kamienna góra nordöstlich von Żarków hinaufführenden Schlucht sieht man folgende Schichtfolge von oben nach unten:

---

[1]) Diese Bezeichnung wurde mir von Herrn E. Schauer als die richtige angegeben. Auf der Karte steht Trinog.

Scissus-Sandstein mit:

Solen sp.
Thracia ventricosa Phil. h.
Isocardia cor Linn. h.
Pecten scissus E. Favre.
„ *scissoides Hilb.*
Alveolina melo Orb.
„ *Haueri Orb.*
Triloculina inflata Orb.
Lithothamnium sp.

Die Bestimmung der genannten Foraminiferen verdanke ich der Freundlichkeit des Herrn Felix Karrer.

Lithothamnien-Kalkstein mit

Cerithium deforme Eichw.
Pectunculus pilosus Linn.

Sand, anscheinend fossillos. Er wird in der Huta Szklanna zur Glaserzeugung verwendet. Vielleicht stammt aus ihm ein in der Sammlung der geologischen Reichsanstalt befindliches (vierreihiges) *Cerithium scabrum Ol.*, welches mit der Bezeichnung Żarków bei Pieniaki versehen ist.

Ueber dem *Scissus*-Sandstein, doch, wie zu Wysoki Kamien, ohne den Contact zu zeigen, folgte

Sarmatischer Sandstein mit

Mactra Podolica Eichw. h.
Cardium sp. h. (aus der Gruppe des *obsoletum Eichw.*).

Die Aufschlüsse sind eine grosse Menge seichter Steinbrüche auf der Höhe des Berges, welche deutlich zeigen, dass die Kuppe auf grosse Erstreckung vollständig lössfrei ist.

Die sarmatischen Schichten erreichen hier ein Niveau von 432 Metern.

Herr Olszewski erwähnt von einem vielleicht von mir nicht gesehenen Steinbruche eine Reihe von 12 Schichten und deren auf Centimeter bestimmte Mächtigkeit, welche Reihe aus einer Wechsellagerung von kalkigen and sandigen Schichten besteht, deren oberste allein Fossilien (*Ervilia Podolica*, *Mactra Podolica*, *Cardium obsoletum*) führt.

Litowisko (Pieniaki NO.). Im Graben zu Beginn des Ortes (von Pieniaki her) steht Sand mit abgerollten Stücken von *Cerithium mitrale Eichw.* und *Cerithium rubiginosum Eichw.* und schlecht erhaltenen Exemplaren von *Ervilia Podolica Eichw.* und *Cardium cf. obsoletum Eichw.*, eine sarmatische Bildung an.

Huczisko litowiskie S. (Holubica NO.). In der Schlucht sarmatischer Sand über mediterranem Sande.

Czernica (Holubica NO.). An dem Wege, welcher von Huczisko litowiskie her führt, befinden sich vor Czernica aufgelassene Steinbrüche auf Lithothamnien-Kalkstein mit

Nucula sp.
Pectunculus pilosus Linn.
Ostrea digitalina du Bois.
Echiniden-Tafeln.

Darunter liegt eine Schichte, welche aus losen Lithothamnienknollen besteht und darunter Sand mit *Cerithium deforme Eichw.*, *Ostrea digitalina du Bois*.

Boratyn (Holubica N.). An beiden Gehängen des Thales von Boratyn befinden sich Steinbrüche in Lithothamnien-Kalkstein, welcher Gerölle von Kreidemergeln und von Feuerstein enthält. Ferner kommen folgende, sehr häufig mit Schalen erhaltene Fossilien vor:

Trochus sp.
Venus cincta Eichw.
Cardium sp.
Pectunculus pilosus Linn.

Es finden sich Uebergänge in Quarzsandstein.

Umgebung von Ratyszcze.

In dieser Gegend liegt über den Kreidemergel ohne Zwischenlagerung des Sandes Lithothamnienkalk, wahrscheinlich die ganze anderwärtige mediterrane Schichtenreihe vertretend. Südlich von Szyszkowce hält anfangs der von dem erwähnten Rewego gaj fortstreichende Sand an; nördlich von Folwark Markopolski sieht man über der Kreide Lithothamnien-Kalkstein gelagert. Die Berührungsstelle beider Bildungen liegt an einer lössbedeckten Stelle inmitten.

Im Südosten der Kirche von Ratyszcze befindet sich auf dem Berge ein Steinbruch auf Lithothamnien-Kalkstein, welcher *Pectines*, *Arca*, *Ostrea digitalina du Bois* stellenweise in Bänken enthält. Der Kalkstein enthält ferner unregelmässig eckig umgrenzte Partien eines grauen, dichten Kalksteins, welcher stellenweise durch zellige Verwitterung zur Wackenbildung Veranlassung gibt. Ueber die mikroskopische Beschaffenheit des dichten Kalksteins verdanke ich Herrn Dr. E. Hussak folgende Angaben:

Der Kalkstein stimmt ganz und gar mit dem von Mikolajów überein. Er besteht aus einem sehr feinkörnigen Aggregat von Calcitkörnern und enthält sehr selten Quarzkörnchen (zwei im Schliff).

Der Berg ist ganz lössfrei.

Von Ratyszcze habe ich noch das Vorkommen von *Ervilia Podolica Eichw.* notirt, ohne indess weder auf meiner Karte, noch im Tagebuch das Auftreten sarmatischer Ablagerungen vermerkt zu haben.

Olejów (Ratyszcze SSW.). Das Vorkommen von Fayence-Thon in der Nähe dieser Ortschaft ist mir durch mündliche Mittheilungen bekannt geworden. Ich sah im Thale von Olejów über Kreidemergel stellenweise Lithothamnien-Kalkstein.

Den auf dieses Blatt entfallenden Theil des Berges von Podkamien bespreche ich mit dem folgenden Blatte.

Kartenblatt Zone 6, Col. XXXIII, Załośce.

Das auf diesem Blatte verzeichnete Areale gehört ganz zum Plateau.

Die Abflüsse gehören zu den Systemen des Dnieper und des Dniester. Die im Lande östlich fliessende Ikwa entspringt auf dem

westlich anstossenden Gebiete und wendet sich ausserhalb Galiziens nach Norden, um mit dem Styr dem Dniester zuzufliessen. Wenig südlich vom Parallel Podkamiens geht alles Wasser südwärts zum Seret.

Die höchste Erhebung in diesem Gebiete liegt auf der Spitze des Berges von Podkamien (446 Meter), die geringste im Ikwa-Thale (275 Meter). Bemerkenswerth erscheint, dass die kleine Ikwa in einer viel tieferen Plateau-Rinne fliesst, als der schon in diesem Gebiete ungleich bedeutendere Seret; des letzteren Niveau beträgt beim Austritt aus dem untersuchten Gebiete, im Wertelecki-Teiche, 314 Meter.

Die schon von dem Gebiete des eben besprochenen Blattes erwähnte Asymmetrie der Thalwände zeigt sich hier im Thale, welches nördlich von Podkamien in nordöstlicher Richtung zur Ikwa zieht, im südsüdöstlich verlaufenden Thale von Kutyszcze, in der nordwestlich gerichteten Schlucht südlich von Zagórze und im südöstlich nach Ivanczany streichenden Rzeczka-Thale. Durchweg ist die östliche Böschung steiler und zeigt tertiäre oder cretacische, wenn nicht beide Schichten entblösst, während die westliche, sanfter geneigte Böschung aus Löss besteht.

Auf diesem Blatte wurden folgende geologische Ausscheidungen vorgenommen:

Kreidemergel; II. Mediterranstufe: Sand, Sandstein, Lithothamnien-Kalkstein; sarmatische Stufe: Sandstein, Kalkstein (Serpula-Kalkstein und weisser Cerithien-Kalkstein), (eine dünne Schichte sarmatischen Tegels wurde nicht ausgeschieden). Diluvium: Löss.

Das Auftreten des Kreidemergels bietet nichts Abweichendes. Mediterraner Sand wurde nur an einer Stelle beobachtet. Auch das Auftreten des gleichalterigen Sandsteins ist sehr beschränkt. Meist bestehen die mediterranen Bildungen blos aus Lithothamnien-Kalksteinen. Das Sarmatische bildet meist steinige Hügel, welche aus ihrer Umgebung merklich hervortreten. Wo beide ausgeschiedene Facies vorkommen, bilden die Sandsteine das untere Glied. Der Löss deckt alle Plateauhöhen, mit Ausnahme der Oberfläche der sarmatischen, gleichsam dem Plateau aufgesetzten Hügel.

Umgebung von Podkamien.

Podkamien. Mit der Besprechung dieser Localität muss, da die Kartengrenze durch den zugehörigen Berg geht, ein Theil des auf dem früher behandelten Kartenblatte enthaltenen Gebietes verbunden werden.

In der Schlucht, welche nördlich von Podkamien zum Ikwa-Bach führt, ist die Untersuchung zu beginnen, um ein vollständiges Profil der Tertiärschichten der Localität zu gewinnen. Ueber dem Kreidemergel sieht man dort grünen Tegel ohne Petrefakte; darüber folgt Lithothamnien-Kalkstein mit *Trochus*, *Cerithium*, *Cardita*, welcher bis zum Sarmatischen anzuhalten scheint. Die Aufschlüsse des Letzteren beginnen erst hinter dem Schluchtanfang.

Die unterste sichtbare Lage der sarmatischen Stufe besteht aus Sanden und Sandsteinen, deren Quarzkörner von Kalkkrusten umhüllt sind. Auf diesen Sandsteinen befinden sich zahlreiche Steinbrüche auf der Nordseite des Berges im Betriebe. An einigen Stellen sieht man die Sandsteine in der Lagerung gestört. Genau im Norden des Klosters sah ich ein südliches bis südwestliches Fallen unter 20°; östlich von diesen Stellen fallen die Sandsteine unter 20° SSO.; an dem Wege, welcher vom Felsen zum Kloster führt, schon nahe der Klostermauer, auf der Ostseite des Grabens, welcher Fels und Kloster trennt, fällt der dort dünnplattige sarmatische Sandstein nach SSW.

Der Sandstein ist zwar ziemlich fossilarm, aber durch das stellenweise häufige Vorkommen von *Ervilia Podolica Eichw.* charakterisirt.

In der nördlichen Umgebung des Klosters befindet sich in tieferem Niveau ein pfeilerartig aufragender mächtiger Fels, welcher den Namen der Ortschaft Podkamien („unter dem Steine") verursacht hat. Der Fels besteht ganz aus dem sarmatischen Sandstein. Sein Querschnitt ist unregelmässig kreisähnlich, der Durchmesser desselben ungefähr 8—9 Meter; die Höhe, ebenfalls nach sehr beiläufiger Schätzung, über 12 Meter. Der Fels hat eine zerfressen aussehende Oberfläche, zeigt verticale Zerklüftung, aber keine Schichtung. Man sieht an der Basis den Zusammenhang mit den umgebenden Sandsteinmassen, als deren Denudationsrest der Fels, ähnlich wie der Troinóg, aufzufassen ist. Die Landleute verbinden eine Teufelssage damit, wie dies häufig auch anderwärts mit isolirten Denudationsresten oder grossen fremden Blöcken geschieht.

Ueber den sarmatischen Sandbildungen lagert ein dichter fossilreicherer Kalkstein. An der Grenze beider Bildungen beobachtete ich mehrere Erscheinungen, welche auf eine theilweise Gleichzeitigkeit beider hinweisen: Sandstein und Kalkstein wechsellagern mehrfach in dünnen Schichten; der Sandstein enthält eckige Trümmer des Kalksteins. Die letztere Erscheinung zeigt, dass während des Sandabsatzes schon fester Kalkstein vorhanden war. Das Vorkommen erinnert sehr an die Einbettung losgetrennter Riffblöcke in umgebende Sedimente.

Der Kalkstein enthält:

Serpula sp. h.
Ervilia Podolica Eichw. h. Stellenweise das Gestein dicht erfüllend.
Cardium subprotractum Hilb.
Modiola Volhynica Eichw.
Bryozoen.

Dies ist der *Serpula*-Kalk Pusch's, so genannt wegen des häufigen Auftretens einer *Serpula*, deren Röhren das Gestein durchsetzen. Bezeichnender wäre vielleicht die Benennung Pleuroporen-Kalkstein, indem die von Olszewski als *Pleuropora lapidosa Pallas* bestimmten Bryozoen stellenweise als dieses Gestein bildend erkennbar sind.

Im Klostergarten, in welchem ich mich der freundlichen Führung des Abtes erfreute, steht als oberste Schichte dieses Kalksteins eine lediglich aus Bryozoen bestehende Schichte an. In der südöstlichen Ecke des Gartens liegt Löss darüber.

Anhangsweise erwähne ich nach den Angaben des Abtes, dass der auf der Höhe befindliche uralte Brunnen 56 Klafter (106 Meter) tief durchweg in Stein gehauen ist und bis auf die opoka (den Kreidemergel) hinab geht. Seine Anlage erforderte eine 18jährige Arbeit und kostete 4000 polnische Gulden.

Auf der Südseite des Berges kommt man über den Kalkstein hinab in das Gebiet der sandigen Schichten, deren festere und gröbere Partien in mehreren Steinbrüchen zu Mühlsteinen verarbeitet werden. Im Süden zieht sich eine Schlucht um den Berg herum, welche viel Löss und darunter liegende sarmatische Sande und Sandsteine entblösst. Der Löss enthält Geschiebe von *Serpula*-Kalkstein.

In der Schlucht nordwestlich vom Schlosse Podkamien sieht man über dem Kreidemergel weissen Tegel und darüber grünen Tegel, welche beide Pyritkugeln enthalten. Ihre Decke bildet Sand.

Popowce-Dudyń. Wo der Weg von ersterer nach letzterer Ortschaft sich nach Osten dreht, steht Geschiebe-Schotter aus Kreidemergel, Lithothamnien-Kalkstein, sarmatischem Sandstein, abgerollten Austern-Fragmenten an. Ich fand darin noch einen unbestimmten Zweischaler (*Lucina?*) und eine corrodirte Schale einer mit *Cardium obsoletum* verwandten Form. Darüber befindet sich der Schutt eines alten Bauwerkes (gebrannter Mörtel, Holzkohlen). Diese Schuttlage wird von Löss bedeckt, welchen ich in meinem Tagebuch wegen seiner Jugend als durch Regenwasser secundär gelagert auffasste. Eine solche Ablagerung kann nach den Terrainverhältnissen an dieser Stelle jetzt noch vor sich gehen. Der Aufschluss ist zu schlecht, um Daten behufs Feststellung der örtlichen Lössablagerungsweise zu gewinnen, was im Hinblick auf die Mittheilung von Loeffelholz [1]) wünschenswerth wäre, welcher nachrömischen Löss nachgewiesen hat.

Siorła-Thal. Bei Kutyszcze tritt horizontal zwischen zwei Partien von Lithothamnien-Kalkstein sarmatischer Kalkstein auf, was wohl durch eine Senkung des Letzteren zu erklären ist.

Umgebung von Załośce.

Zagórze (Załośce NNO.). Im Osten der oberen Mühle steht nahe der Thalsohle weisser, sarmatischer Kalkstein mit *Ervilia sp.*, *Cardium cf. obsoletum Eichw.*, *Modiola sp.* an. Darüber ist ein Lehm aufgeschlossen, wahrscheinlich das oberflächliche Verwitterungsproduct eines sarmatischen Tegels. Im Lehm fand ich:

Cerithium nodoso-plicatum M. Hoern.
(Stimmt vollkommen mit Hoernes' Typus.)
C. bicinctum Eichw.
C. mitrale Eichw.

Als diese Form betrachte ich die dreireifige Form mit gekielten, glatten Anfangswindungen.

C. disiunctum Eichw.
Nerita picta Fér.
Modiola Volhynica Eichw.

[1]) Verh. R.-A. 1881, p. 89.

In nur wenig tieferem Niveau, als hier das Sarmatische auftritt, steht am untern Teich, im Westen von Zagórze, unmittelbar am Wasserspiegel, Lithothamnien-Kalkstein an.

Załośce. In der Alt- und der Neustadt liegt direct über der Kreide Lithothamnien-Kalkstein, darüber Löss.

Gaje (Załośce NNO.). In der Schlucht zwischen Gaje za ruda und Gaje rostockie schiebt sich unter die Fortsetzung dieses Lithothamnien-Kalksteins Sandstein ein. Die Kreide ist dort gar nicht sichtbar. Ueber dem Kalkstein folgt Sand und dann wieder Lithothamnien-Kalkstein mit *Pecten cf. elegans Andrz.*, *Ostrea digitalina du Bois*. Darüber folgt ein dichter sarmatischer Kalkstein von sehr geringer Mächtigkeit mit *Trochus sp.*, *Cardium cf. obsoletum Eichw.*, *Modiola sp.*, *Serpula sp.*, endlich Löss. An den Schluchtwänden steht stellenweise eine feinsandige, wohlgeschichtete, fossillose Ablagerung von ziemlicher Mächtigkeit an, welche mir nach der ersten Thalanlage gebildet schien.

Uszerowa góra und Berg Szwed (Załośce NO.). Hier hebt sich ein Steinrücken aus dem lössbedeckten Plateau empor. Klüfte, Höhlen und Vertiefungen sind ihm eigen. Er besteht aus dem sarmatischen *Serpula*-Kalkstein. Von Podkamien her bis über Zbaraż und Skałat hinab lässt sich, hier oben in isolirten, weiter südlich in zusammenhängenden Partien ein aufragender Zug dieses Kalksteins verfolgen. Sein Auftreten ist riffartig; die bei Podkamien gemachten Beobachtungen über das Verhältniss zum Sandstein machen die Riffnatur wahrscheinlicher.

Auf der Uszerowa góra ragen überall Blöcke aus dem schwachen, schwarzen Humus hervor. Sie enthalten Rissoen und *Modiola marginata Eichw.*

Der mit der Uszerowa góra zusammenhängende Szwed ist ein vollständiger Steinrücken. Ich sammelte:

Serpula sp.
Cardium Ruthenicum Hilb.
Modiola marginata Eichw.
„ *Volhynica Eichw.*

Olszewski sagt[1]) über den Berg Szwed auszugsweise Folgendes:

Wenn man Gaje rostockie verlässt, sieht man auf der östlichen Seite einen hohen Berg, in dem sich leider kein einziger Steinbruch befindet. Auf diesem Berge erscheinen zahlreiche grosse Blöcke von hartem, grauem Kalk, der stellenweise zahlreiche Fossilien führt. Sie gehören theilweise zur sarmatischen, theilweise zur übersarmatischen Stufe[2]). Zur ersteren gehören:

Serpula gregalis Eichw.
Cardium obsoletum Eichw.
Modiola marginata Eichw.
Pholas sp.

---

[1]) Ber. phys. Bomm. 1876, p. 19, Sep.-Abdr.

[2]) Olszewski unterscheidet als übersarmatische Stufe eine nach ihm über der sarmatischen liegende Bildung mit einem dem Sarmatischen fremden Theile der Fauna der zweiten Mediterranstufe.

Zur zweiten:

Cerithium scabrum Ol.
Trochus quadristriatus Dub.
Haliotis sp., pullus.
Paludina sp.
Arca barbata Linn.

Die Localbeschreibung stimmt mehr mit dem Vorkommen auf der Uszerowa góra, als der auf dem Berge Szwed (die Bezeichnung auf der neuen Generalstabskarte als richtig angenommen). Ich fand an keinem der beiden Punkte die von Olszewski erwähnten Formen der Mediterranfauna.

Herr Dr. E. Hussak untersuchte einen Dünnschliff des sarmatischen Kalksteins vom Berge Szwed. Ich verdanke ihm folgende Mittheilung:

Dieser ungemein dichte, dem Solenhofener Kalkstein sehr ähnliche Kalkstein erweist sich unter dem Mikroskope als vollständig mikrokrystallinisch, ist frei von Bindemittel und klastischen Mineralien.

Bei 80facher Vergrösserung sieht man zahlreiche, meist isolirte, dunkelgraue Flecken in der krystallinischen Kalkgrundmasse, die sich bei starker Vergrösserung als Haufen zahlloser winziger, pellucider Körnchen, wie Globuliten, erweisen.

Zuerst wurde der Isolirtheit dieser Flecken halber an organische Ueberreste, etwa Bryozoen, gedacht, jedoch fand sich dieselbe feinkörnige, dunkelgraue Masse auch als Ausfüllungsmaterial anderer organischer Reste an Stelle des Kalkes.

Ob diese winzigen grauen, globulitartigen Körnchen feines, klastisches Materiale oder auch kohlensaurer Kalk (in Form von Globuliten und directer Meeresniederschlag) ist, lässt sich wohl schwer entscheiden.

Auf polarisirtes Licht üben diese Körnchen keine wahrnehmbare oder deutliche Wirkung aus.

Blich (Załośce O). Im Süden der Ortschaft befindet sich auf der Höhe ein Steinbruch auf einem weissen Kalksandstein (klastische Bildung aus Kalkschalen u. s. w.), welcher

Balanen,
Pecten Wulkae Hilb.

enthält.

Darüber liegt eine ganz dünne, in Trümmer aufgelöste Schichte eines grauen Kalksteins mit Cardien. Ob dieser Kalkstein sarmatisch ist, konnte ich nicht feststellen. Die Basis des Berges ist hier durch junge Sande bedeckt, weiter im Osten steht (im Süden des Ostrandes von Blich) ein feiner, geschichteter Sand mit Rissoen, nach dem Niveau anscheinend im Liegenden des Kalksandsteins an.

Gontowa (Załośce OSO.). Aehnlich wie am Szwed ragt auf dem Berge im Südwesten der Ortschaft der dichte sarmatische Kalkstein felsig aus dem Löss des Plateaus empor. Ich sammelte

Cardium Ruthenicum Hilb.
Lima squamosa Lam.

Letzteres, sonst im Sarmatischen fehlendes Genus kommt im galizischen Tertiär mehrfach in Gesellschaft der sarmatischen Fauna in einer Erhaltung vor, welche nicht für die Annahme einer Einschwemmung spricht.

Im Nordosten der Ortschaft bis zur russischen Grenze steht im tieferen Niveau Lithothamnien-Kalkstein an.

IV. Stratigraphischer Theil.

Süsswasserkalk und Süsswasserthon.

Unter den marinen Tertiärschichten Ostgaliziens treten an verschiedenen Punkten Süsswasserbildungen auf.

Lill[1]) erwähnt, dass der calcaire compacte (Janow, Białykamien, Tarnopol, Chorostków) bald Meeres-, bald Süsswasser-Conchylien enthalte.

Alth[2]) sagt bei Aufzählung der tiefsten Tertiärgebilde der ostgalizischen Niederung:

„Ein lichtgrünlichgrauer, auch graulichweisser, mergeliger Süsswasserkalk, mancher Varietät des galizischen Kreidemergels dem Aussehen nach sehr ähnlich. Er führt ausser kleinen glatten *Cypris*-Schalen eine zahllose Menge von Früchten einer *Chara* von der Grösse eines kleinen Stecknadelknopfes, eiförmig mit 8 Umgängen, welche demnach zu *Chara helicteres Brongn.* (Bronn. Leth. geog., pag. 848, Taf. XXXV, Fig. 7) zu gehören scheinen. Er ist auf die Gegend von Podhayce bei Brzeżan beschränkt.

Es dürfte demnach dieser Süsswasserkalk der oberen Süsswasserformation des Pariser Grobkalkes entsprechen und daher die einzige bis nun mit einiger Sicherheit nachgewiesene eocäne Bildung des ebenen Galiziens sein, wofür noch spricht, dass er von dem darauf liegenden Mergelsandstein strenge geschieden erscheint.“

Wolf spricht sich über Süsswasserbildungen der nördlichen Umgebung von Lemberg aus; er sagt bei der im Literatur-Verzeichnisse auszüglich wiedergegebenen Erörterung über Niveauveränderungen[3]): „Die Becken oder Binnenseen waren die Grundlage für die nun erfolgten Bildungen, welche, da es mehrere Becken gab, die grössten Verschiedenheiten zeigen. Locale Ursachen bedingten das Vorwalten salzreicher oder süsser Gewässer an diesem Horizonte, an dem einen Orte bei dem Mangel an fernerem Zufluss von Süsswasserquellen durch Verdünstung den Absatz von Salz, an einem anderen von Gyps, wie in der neuen Welt von Lemberg und in Hollosko wielkie, an einem dritten Orte von Braunkohlen und bituminösem Mergelschiefer mit Planorben und Lymnaeen und Pflanzenabdrücken, welche auf eine Sumpfbildung hinweisen, wie es in dem Graben beim Meierhof Leworda, zwischen Fuina und Walddorf südsüdöstlich von Rawa der Fall ist,

[1]) Descript. du bass. Gall. et Pod. 1833—1834.

[2]) Jahrb. R.-A. 1858, p. 152.

[3]) Verh. R.-A. 1859, p. 125.

während an einem vierten Orte auch wohl Salz, Gyps und Kohle gleichzeitig erscheinen. Weit mehr im Zusammenhange steht die darauf folgende Ablagerung eines Süsswasserkalkes und kieseligen Kalkes, der an vielen Orten, z. B. bei Stradez nächst Janow bei Mokrotyn, bei Glińsko, als treffliches Strassenmaterial gewonnen wird."

An anderer Stelle berichtet derselbe Autor[1]: „Die Süsswasserschicht ist höchst ungleich entwickelt. Durch Fossilreste konnte sie nur bei Leworda und Polan nachgewiesen werden."

Lenz[2]) erwähnt Süsswasserkalkstein mit Limneen von Łany bei Mariampol als über dem Gyps liegend (Identificirung mit Gypskalksteinen); Łomnicki[3]) berichtigt diese Angabe dahin, dass dieser Kalkstein in der von ihm gemeinschaftlich mit Herrn Dr. Lenz unternommenen Excursion unter Kreideschutt getroffen wurde, dass er selbst aber später den Süsswasserkalkstein von Łany unmittelbar über dem Kreidemergel und unter den den Gyps unterlagernden Schichten gesehen.

Łomnicki[4]) nennt das Vorkommen von Süsswasserbildungen charakteristisch für die ganze zwischen Brzeżany und Podhayce gelegene Partie. Es sind Süsswasserkalke mit grünen Thonen, von der Kreide durch nach ihm zugehörigen chloritischen Sand getrennt. Der Kalkstein enthält nach demselben Autor zu Mieczyszczów und Wołoszczyzna mittelgrosse Limneen und Planorben.

Ich habe einen stark gefalteten Süsswasserkalk mit *Paludina sp.* und *Pisidium sp.* östlich von Przemyślany angetroffen. Das Liegende war nicht sichtbar, das Hangende Löss.

Die stratigraphische Stellung der Süsswasserbildungen ist an der Basis der Tertiärablagerungen über der Kreide. Die mir zu Gesichte gekommenen Reste lassen keine sichere specifische Bestimmung zu. Die auf Grund einer *Chara* von Alth gemachte Parallelisirung mit dem oberen Pariser Eocän (Oligocän) wird von ihm selbst hypothetisch hingestellt.

Łomnicki[5]) erwähnt, dass Fr. Sandberger die ihm zugeschickte Süsswasserfauna von Łany als mit der ersten Mediterranstufe gleichalterig erkannt habe.

Diese Süsswasserbildungen sind also tertiär, älter als das Obermiocän, aber mit Ausnahme jener von Łany nicht näher in ihrem Alter bestimmt.

Wolf hat (l. c.) das Auftreten einer Süsswasserbildung innerhalb der Lemberger Tertiärbildung angenommen. Der eine der von ihm angeführten Punkte ist der in das Aufnahmsgebiet des Herrn Dr. E. Tietze entfallende Punkt Polan bei Mokrotyn, der andere, von mir besuchte, der Meierhof Leworda. Es gelang mir nicht[6]), in dem die Kohle begleitenden Schieferthon andere als marine Reste (*Ervilia*, *Cardium*) aufzufinden. Im Museum der k. k. geologischen Reichs-

[1]) Verh. R.-A. 1860, p. 47.
[2]) Verh. R.-A. 1878, p. 338.
[3]) Verh. R.-A. 1880, p. 274.
[4]) Jahrb. R.-A. 1880, p. 589 und 591.
[5]) Kosmos, Lemberg 1881, p. 29, Sep.-Abdr.
[6]) Verh. R.-A. 1881, p. 301.

anstalt befindet sich ein ähnlicher Schieferthon mit *Ervilia sp.* und auf anderen Handstücken mit *Planorbis sp.*, an demselben Fundorte von Herrn Bergrath Wolf selbst gesammelt. Ich möchte die letzteren Reste als mit den die Kohlen bildenden Pflanzen eingeschwemmt betrachten.

Die von Lenz (l. c.) angenommene Deutung der den Gyps bedeckenden dichten Kalksteine als Süsswasserkalksteine ist auf eine irrige Beobachtung gegründet.

Grüner Sand.

Er besteht aus mehr oder weniger cementirten, ziemlich groben, grünlichen Quarzkörnern.

Das Vorkommen dieses Sandes wurde von Alth[1]) in grosser Verbreitung um Lemberg in dem tieferen Theile der dortigen Tertiärbildungen constatirt. Wolf[2]) beobachtete einen ähnlichen Sand bei Rawa über dem Kreidemergel, bei Huta obedyńska in demselben. Letztere Beobachtung veranlasste ihn, den Sand zur Kreide zu zählen. Ich fand petrographisch gleichen Sand zwischen dem Tertiär im Liegenden des Gypses von Szczersec. Meine Beobachtungen bei Rawa[3]) erlaubten nicht, die Wolf'schen Folgerungen für unberechtigt zu erklären. Łomnicki[4]) fand zwischen den Süsswasserschichten von Podhayce und der Kreide nach ihm zu ersteren gehörige chloritische Sande. Grüne Sande kommen auch im Cenoman des südöstlichen Galiziens vor.

Aus ähnlichem Materiale bestehende grüne Sandsteine sind Stur's[5]) Kaiserwald-Schichten; grünsandführende Kreidemergel fand ich zu Huta obedyńska[6]).

Die mitgetheilten Daten zeigen, dass die petrographische Beschaffenheit zur Parallelisirung einzelner Vorkommen dieses Sandes nicht ausreicht. Auf meinen Karten gelangen nur die mächtigen Vorkommen des fossillosen Grünsandes um Rawa zur Ausscheidung.

Ich stelle sie, Wolf's ursprüngliche Meinung acceptirend, zum Tertiär (II. Mediterranstufe), weil dieselben im Vorkommen (Lagerung und Mächtigkeit) die meiste Analogie mit den Lemberger Ablagerungen zeigen.

Braunkohlen mit grünem Tegel.

In Ostgalizien sind bisher drei Braunkohlenreviere bekannt geworden: In der Gegend von Myszyn und Nowosielica bei Kolomea, in jener von Złoczów und Podhorce bei Olesko, und endlich in der von Żółkiew und Rawa ruska.

Die Kohlen sind meist von grünem Thone begleitet, welche sowohl im Liegenden als im Hangenden auftreten. In diesen Thonen sowohl,

---

[1]) Lemberg.
[2]) Verh. R.-A. 1859, p. 123.
[3]) Verh. R.-A. 1881, p. 300.
[4]) Jahrb. R.-A. 1880, p. 589.
[5]) Jahrb. R.-A. 1859, p. 105.
[6]) Verh. R.-A. 1881, p. 300.

als in den Kohlen selbst kommen marine Fossilien vor, welche der Fauna der zweiten Mediterranstufe angehören. Die Kohlen liegen zum Theil unmittelbar auf dem Kreidemergel (Podhorce zum Theil), an einigen Punkten wiederholt sich die Kohlenbildung (Podhorce, Glińsko, Nowosielica); zu Nowosielica und Myszyn ruht die Kohlenbildung nach übereinstimmenden Berichten auf dem Salzthon; eine vollkommen sichere Ueberzeugung konnte ich aus den Angaben nicht gewinnen, da mir keine bestimmte Mittheilung einer directen Lagerungsbeobachtung bekannt wurde.

Ueber die (für die Benützung nicht sehr günstige) Beschaffenheit der Kohlen (zumeist Lignite) finden sich genaue Angaben bei C. v. Hauer[1]) und E. v. Windakiewicz[2]). Die Mächtigkeit erreicht nach Letzterem gewöhnlich 1—2, nur ausnahmsweise 3·5 Meter. Ein Abbau findet gegenwärtig nur im Reviere bei Kolomea und zu Glińsko bei Żółkiew statt.

Aus dem die Kohle von Nowosielica deckenden kohligen Letten gibt Stur[3]) Petrefakte an, welche das Vorkommen mit Sicherheit in die zweite Mediterranstufe zu stellen erlauben:

Buccinum miocenicum Micht.
Cerithium pictum Bast.
„ *lignitarum Eichw.*
Nerita Grateloupana Fér.
Tellina cf. ventricosa Serr.
Cardium n. sp.
Modiola Hoernesi Rss.
Mytilus an Congeria sp.
Ostrea digitalina du Bois.
Rotalia Beccarii d'Orb.

Stur parallelisirt das Vorkommen, wohl mit Recht, dem von Mauer bei Wien. Paul und Tietze[4]) sprechen irrthümlicher Weise von einer „gemischt mediterran-sarmatischen Fauna“. Interessant ist das Vorkommen der im Salzthon und in den „Ervilienschichten“ häufigen *Modiola Hoernesi*.

Ueber die Schichtfolge macht Windakiewicz l. c. interessante Angaben:

Profil von Nowosielica von oben nach unten:

2 M. gelber Lehm,
4 M. graue Lettenschicht,
1·25 M. Sand,
0·16 M. Kohle,
15 M. grauer Letten,
0·9 M. cerithienführender Letten,
0·38—0·46 M. Kohle,

---

[1]) Untersuch. üb. d. Brennw. etc. 1862.
Die foss. Kohlen Oesterr. 1865.
[2]) Oest. Zeitschr. für Berg- und Hüttenw. 1876, p. 114—116.
[3]) Verh. R.-A. 1874, p. 402.
[4]) Jahrb. R.-A. 1877, p. 65.

0·008—0·11 M. feuerfester Thon,
8 M. Sand mit Rhinoceros-Zähnen,
grauer, fester Letten mit Pflanzen-Abdrücken bis 110 M. tief angebohrt.

Profil von Myszyn:

Dammerde,

Sandlagen, oft zu Sandstein erhärtet, mit sandigen, blauen Thonen wechselnd,

0·38 M. mächtiges Flötz mit 0·05 M. Zwischenmittel von Sand.

Sand mit kleinen schwarzen Geröllstücken.

Unter dem angegebenen Flötz, in seinen Liegendsanden, sollen noch zwei weitere Flötze von 0·46 und 0·94 M. Mächtigkeit vorkommen.

Ueber die Kohlen von Złoczów und Podhorce habe ich bereits bei Besprechung der Umgebungen dieser Ortschaft in dieser Abhandlung berichtet.

Die bedeutendste Mächtigkeit in den von mir untersuchten Gebieten scheinen mir die Kohlen der Umgebung von Żółkiew zu erreichen, wo (bei Glińsko) ein zwei Meter mächtiges Flötz abgebaut wird. Ueber die Kohle der Gegend zwischen Żółkiew und Rawa habe ich mich kurz in meinen Reiseberichten [1]) ausgesprochen, werde aber in einer im Jahrbuch erscheinenden Abhandlung über dieses Gebiet näher darauf zurückkommen.

Der Abbau der immerhin verwendbaren Kohlen dürfte erst dann einen Aufschwung nehmen, wenn die Holzpreise in Ostgalizien, welche beispielsweise der Verwaltung der Lemberg-Czernowitzer Bahn noch jetzt die Locomotivfeuerung mit schönen Buchenholzscheitern gestatten, die bei der fortschreitenden Holzverminderung unvermeidliche Steigerung erhalten werden. Erst dann auch wird man daran gehen, die jetzt kaum benützten Torflager aufzusuchen und auszubeuten.

Quarz-Sand.

Der Quarzsand besteht aus unvollkommen gerundeten Körnern meist glashellen Quarzes, welchem häufig sehr kleine kugelförmige Körner schwarzen Kiesels beigemengt sind. Er ist an vielen Punkten vollkommen fossillos, während er an anderen eine Fülle mariner Thierreste enthält. Eine sich aus dem Ueberblick über die einzelnen Punkte ergebende räumliche Häufung einerseits fossilloser, andererseits fossilreicher Aufschlusspunkte macht eine bedeutende Ungleichförmigkeit des organischen Lebens im Tertiärmeere wahrscheinlich.

Der Sand ist meist unmittelbar dem Kreidemergel aufgelagert, wo er mit Kohlen vorkommt, durch diese von jenem getrennt. Nur ausnahmsweise lagert er über Lithothamnien-Kalksteinen.

Seine horizontale Verbreitung ist eine beträchtliche, er findet sich fast in allen Theilen des podolischen Plateau's.

---

[1]) Verh R.-A. 1881.

Im Nachstehenden gebe ich ein Verzeichniss der von Stur[1]) von Holubica angegebenen und der in den mediterranen Sanden Ostgaliziens von mir gesammelten Arten. Letztere (zum Theil auch von Stur erwähnt) sind durch ein Sternchen bezeichnet.

Fischzähne.
*Ostracoden.
**Conus Brzezinai R. Hoern.* und *Auing.*
**Conus Dujardini Desh.*
„ *cf. Vindobonensis Partsch.*
**Cypraea cf. sanguinolenta Gmel.*
**Erato laevis Don.*
**Ringicula buccinea Desh.*
Mitra[2]) *fusiformis Brocc.*
* „ *goniophora Bell. var. b. R. Hoern. Auing.*
**Mitra laevis Eichw.*
* „ *leucozona Andrz.*
* „ *recticosta Bell.*
* „ *striata Eichw.*
Columbella curta Bell.
* „ *scripta Bell.*
* „ *semicaudata Bon.*
„ *subulata Brocc.*
**Terebra Basteroti Nyst.*
* „ *cf. fuscata Brocc.*
**Buccinum cf. Dujardini Desh.*[3])
* „ *cf. duplicatum Sow. n. f.*
**Buccinum cf. incrassatum Müll.*
„ *semistriatum Brocc.*
* „ *serraticosta Bronn.*
* „ *Tietzei Hilb.*
**Cassis Saburon Lam.*
**Chenopus alatus Eichw.*[4])
**Murex flexicauda Bronn.*
* „ *Galicianus Hilb.*
* „ *tortuosus Sow.*
„ *varicosissimus Bronn.*
**Pyrula condita Brongn.*
Pyrula geometra Bors.
Pleurotoma harpula Brocc.
* „ *cf. obeliscus Desm.*
* „ *ramosa Bast.*
„ *Sandleri Partsch.*
* „ *cf. Schreibersi Partsch*
* „ *submarginata Bon.*
**Cerithium Bronni-forme Hilb.*
* „ *deforme Eichw.*[5])
„ *distinctissimum Eichw.*
* „ *Eichwaldi R. Hoern.* u. *Auing.*
**Cerithium Florianum Hilb.*
* „ *lignitarum Eichw.*
* „ *minutum Serr.*
„ *pictum Bast.*
* „ *Podhorcense Hilb.*
* „ *rubiginosum Eichw.*
* „ *cf. rubiginosum Eichw.*
„ *scabrum Ol.*
* „ *Schaueri Hilb.*
„ *Schwartzi M. Hoern.*[6])
**Turritella Archimedis M. Hoern.*
* „ *bicarinata Eichw.*
„ *indigena Eichw.*
* „ *Pythagoraica Hilb.*
Turbo mammilaris Eichw.
* „ *rugosus Linn.*
**Monodonta angulata Eichw.*
**Trochus Buchii du Bois.*
„ *catenularis Eichw.*
„ *fanulum Gmel.*[7])
* „ *patulus Brocc.*

[1]) Verhandl. der k. k. R.-A. 1860, pag. 12 (Bestimmungen von M. Hoernes) u. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1865, p. 278, (Bestimmungen von Letocha). Andere Citate wurden wegen Unthunlichkeit der Bestimmungs-Revision nicht aufgenommen.

[2]) *Mitra ebenus Lam. var.* bei Stur gehört höchst wahrscheinlich einer der Formen *laevis*, *leucozona* und *striata* an.

[3]) = *B. Dujardini (Desh.)* Stur?

[4]) = *Ch. pes pelicani (Phil.)* Stur.

[5]) = *C. scabrum (Ol.)* Stur?

[6]) Stur führt ferner *Cer. disiunctum Sow.* an, was auf einer irrigen Bestimmung beruht, wie ich mich in der Sammlung der k. k. geol. Reichsanstalt überzeugte. Auch Olszewski führt ohne weitere Bemerkung diese sarmatische Art mitten unter mediterranen Conchylien von Luka mala am Zbrucz an (Ber. physiogr. Comm. 1876, pag. 26 Sep.-Abdr.)

[7]) M. Hoernes identificirt diese mit der vorhergehenden Art.

*Trochus turricula Eichw.
*Fossarus costatus Brocc
Scalaria clathratula Turt.
*Vermetus intortus Lam.
Siliquaria anguina Linn.
*Pyramidella plicosa Bronn.
Turbonilla gracilis Brocc.
„ pusilla Phil.
* „ pygmaea Grat.
*Sigaretus haliotoideus Linn.
Natica helicina Brocc.
* „ millepunctata Lam.
* „ redempta Micht.
*Nerita picta Fér.
*Chemnitzia perpusilla Grat.
* „ cf. perpusilla Grat. n. f.
*Chemnitzia cf. striata M. Hoern. n. f.
Eulima subulata Don.
Rissoa ampulla Eichw.
„ Clotho M. Hoern.
* „ costellata Grat.
* „ exigua Eichw.
„ extranea Eichw.
* „ inflata Andrz.[1])
„ Lachesis Bast.
* „ „ „ var. laevis.
* „ Montagui Payr.
„ Venus Orb.
*Rissoina pusilla Brocc.
* „ striata Andrz.
Paludina acuta Drap.
„ stagnalis Bast.
Bulla conulus Desh.
* „ Lajonkaireana Bast.
*Calyptraea Chinensis Linn.
*Fissurella graeca Linn.
Scutum Bellardii Micht.
Chiton sp.
*Dentalium cf. Bouéi Desh.
„ entalis Linn.
*Solen cf. subfragilis Eichw.[2])
Ensis subensis Orb.
Corbula carinata Duj.
* „ gibba Ol.
*Lutraria oblonga Chemn.
*Ervilia pusilla Phil.
*Fragilia fragilis Linn.
*Tellina donacina Linn.
Donax lucida Eichw.[3])
*Venus cincta Eichw.
* „ clathrata Duj.
„ fasciculata Reuss.
„ Haidingeri M. Hoern.
„ ovata Penn.
* „ plicata Gmel.
* „ Sobieskii Hilb.
Cytherea Chione Linn.
* „ Pedemontana Ag.[4])
*Circe minima Mont.
Cardium hispidum Eichw.
* „ Holubicense Hilb.
„ papillosum Poli[5])
* „ praeechinatum Hilb.
* „ praeplicatum Hilb.
* „ sub-hispidum Hilb.
*Chama gryphoides Linn.
*Diplodonta trigonula Bronn.[6])
*Lucina borealis Linn.
* „ columbella Lam.
* „ dentata Ag.
„ fragilis Phil.
* „ incrassata du Bois.
Thyasira sp.
*Spaniodon nitidus Reuss.
Galeomma transparens Eichw.
Cardita Partschi Goldf.
* „ rudista Lam.
*Nucula nucleus Linn.

---

[1]) Bisher als ausschliesslich sarmatisch betrachtet.

[2]) Die fragmentarische Erhaltung liess die Identität mit dieser unter den specifisch sarmatischen Formen aufgezählten Form nicht sicher erkennen.

[3]) Sonst nur aus der sarmatischen Stufe bekannt. (Eine Beimengung sarmatischen Materiales ist nach der Provenienz nicht anzunehmen.)

[4]) *Cytherea minima* (*Mont.*) Stur = *Circe minima Mont.*, *Cytherea multilamella* (*Lam.*) Stur = *Venus multilamella Lam.*

[5]) Die Jugendexemplare von *Cardium praeechinatum* kann ich von *C. papillosum* nicht unterscheiden.

[6]) = *D. apicalis* (*Phil.*) Stur.

*Leda fragilis Chemn.
*Pectunculus glycimeris Linn.
* „ pilosus Linn.[1])
*Arca barbata Linn.
* „ lactea Linn.
* „ umbonata Linn.
*Modiola cf. marginata Eichw.[2])
Mytilus sp.
*Congeria amygdaloides Dunk.
*Lima sp.
*Pecten Besseri Andrz.
* „ elegans Andrz.[3])
*Pecten gloria maris du Bois.
* „ Lilli Pusch.
*Plicatula ruperella Duj.
*Ostrea digitalina du Bois.
Argiope squamata Eichw.
Scutella sp.
*Psammechinus monilis Desm.
*Echinidenstacheln.
*Serpula sp.
*Vioa sp.
*Foraminiferen.
*Lithothamnien.

Schon die früheren Aufnahmsgeologen (Stur, Wolf) haben die geologische Stellung dieser Sandschichten richtig erkannt, indem sie dieselben den Sanden des inneralpinen Wiener Beckens parallelisirten. Die Fauna ist, wie aus den schon von Stur und auch in dieser Abhandlung mitgetheilten Daten hervorgeht, reicher, als die Fauna von Pötzleinsdorf. Die organischen Reste, namentlich die Häufigkeit der *Lucina columbella*, *dentata* und *ornata*, der schönen *Cytherea Pedemontana*, der *Monodonta angulata*, des *Trochus patulus* in beiden Ablagerungen stellen die Altersgleichheit und Faciesähnlichkeit in genügender Weise sicher. Keine einzige der vorkommenden Formen ist für die Horner Schichten bezeichnend.

Auffallend ist das Vicariiren der Form *Turritella Pythagoraica* für ihre Verwandte *Turritella Archimedis*, neben welcher sie im inneralpinen Wiener Becken vorkommt, während sie hier fast oder ganz ausschliesslich auftritt. Interessante Formen sind ferner *Spaniodon nitidus*, (*Letocha's* „zwischen Circe und Lutetia stehender Zweischaler") und *Pecten Lilli Pusch*, weil beide ursprünglich aus dem Salzthon von Wieliczka beschrieben wurden. Weitere Beachtung verdienen *Cardium Holubicense* und *C. praeplicatum* als nahe Verwandte der beiden Hauptgruppen der sarmatischen Cardien.

Sandstein.

Die Gruppe der Sandsteine ist vorwiegend durch Quarzsandsteine vertreten; Kalksandsteine, meist Quarz enthaltend, finden sich seltener (Mühlbach bei Bóbrka, Demnia bei Mikolajów).

Jene sind cementirter Sand; meist ist das Bindemittel kohlensaurer Kalk, zuweilen Kieselsäure. In letzterem Falle ist zuweilen eine eigenthümliche Umwandlung eingetreten, welche die Grenzen der Quarzkörner verwischt, die Quarzkörner sind durch Lösung und Bindung mit einander verflösst. Das sind quarzitähnliche Gesteine (Tuczna, Podhorce-Jasionów). Sind die Sandkörner gross, findet der Sandstein als Mühlstein geschätzte Verwendung.

---

[1]) = *P. polyodonta* (*Brocc.*) Stur.
[2]) Bruchstücke, welche zum sicheren Vergleich mit dieser sonst nur aus der sarmatischen Stufe bekannten Form nicht ausreichen.
[3]) = *P. sarmenticius* (*Goldf.*) Stur.

In der Lagerung kommen die Sandsteine mit den Sanden überein, deren Vertreter sie sind. Bei dem Zusammenvorkommen mit den Sanden liegen die Sandsteine meist entweder in Bänken zwischen oder über jenen.

Auch in der Verbreitung ist kein wesentlicher Unterschied zwischen beiden verwandten Bildungen zu bemerken. Die Mächtigkeit der Sandsteine wird viel bedeutender, als jene der Sande.

Die Sandsteine sind gewöhnlich fossilarm. Steinkerne des *Pectunculus pilosus*, Abdrücke des *Cerithium deforme*, Schalen der *Ostrea digitalina* sind die häufigeren organischen Reste.

In der geologischen Stellung kommen sie nach dem Gesagten mit den Sanden überein.

Schichten mit *Pecten scissus*.

Unter diesem Namen begreife ich eine durch ihre eigenthümliche, den obgenannten Pecten enthaltende Fauna charakterisirte Ablagerung. Der petrographische Charakter schwankt innerhalb den Grenzen Mergel und Sandstein, ohne dass der Charakter der Fauna eine wesentliche Aenderung erleidet.

Die Lagerung ist nicht an allen Punkten des Auftretens die gleiche: ein Theil dieser Schichten eröffnet an gewissen Localitäten die tertiäre Schichtenreihe, ein anderer tritt beobachteter Massen über Schichten der zweiten Mediterranstufe auf, ja scheint sogar die Reihe derselben abzuschliessen.

Die Verbreitung dieser Schichten ist eine erhebliche. Von den Hügeln um Lemberg angefangen über das mittlere Ostgalizien hinab an den Dniester und in die Bukowina bis Czernowitz kommen dieselben an einer beträchtlichen Anzahl von Localitäten vor. Das Museum der k. k. geologischen Reichsanstalt enthält von den Herren Stur und Wolf gesammelte Suiten aus diesen Schichten von folgenden Punkten:

Kaiserwald bei Lemberg, Horcinie, Potilicz, Meierhof Leworda bei Hucisko, Polany (Mokrotyn SW.), Thal der Hołowiecka (Rzeżna polska O.), Czerweny kamien bei der Colonie Wiesenberg (Kościejów N.), Dominikansky borky, Judenfriedhof bei Lemberg, Janower Schranken bei Lemberg, Graben zwischen Wulka und dem Stryer Schranken bei Lemberg, Holosko wielkie, Schwimmschule bei Lemberg, Stryer Schranken bei Lemberg, Eisenbründel bei Lemberg, Winniki bei Lemberg, Spitze des Sandberges bei Lemberg (dünne Schichte mit *Cardium Baranowense Hilb.*), Kiselka bei Lemberg, Krziwiczyce S. (Lemberg O.), Nagorzany, Piasky bei Szczersec, Horyszay am Lipa-Bache (Przemyslany N.), Blotnia N., Gaje Podhayczickie (zwischen Siołka und Podhayce), Thal östlich von Wiśnowczyk (Podhayce O.), Nördlich von Zalesie am Zbrucz, Umgebung von Doroschontz, Okna Onuth (Bukowina), Klokutschka bei Czernowitz.

Ausserdem kann ich ihr Vorkommen angeben von: Baranow a. d. Złota Lipa, Szczersec (Gypsbruch), Mühlbach bei Bóbrka, Łany,

Bursztyn, Kamienna góra (Holubica NW.), Wysoki kamien (Holubica N.).

Schon in früherer Zeit ist man auf diese Schichten aufmerksam geworden. Alth[1]) ist nach der Literatur der erste Geologe, welcher sie, und zwar am Kaiserwalde bei Lemberg, aufgefunden. Er stellt sie zu seinem „oberen Sand, Sandstein und Mergel“, nach ihm den höchsten Theilen des Lemberger Tertiärs. Stur[2]) verleiht den in Rede stehenden Schichten den Namen Kaiserwalder Sandsteine, auch Kaiserwalder Schichten, gibt, wie auch Alth, generische Bestimmungen der organischen Reste und präcisirt die Lagerung im Wesentlichen conform mit Alth. Die Kalkschichten im Liegenden stellt er den Leithakalken gleich. Er erkannte auch die weite Verbreitung der Schichten, indem er auf der Etiquette der vorerwähnten Suiten die Bezeichnung Kaiserwald-Schichten beifügte.

Viel später hatte Alth[3]) Gelegenheit, sich mit den gleichen Schichten an einer entfernten Stelle wieder zu befassen. Die Auffindung derselben ist das Verdienst Professor M. Łomnicki's. In Ladzkie an der Zlota Lipa „liegt unmittelbar über der Kreide eine klafterdicke Lage eines etwas schieferigen, durch zahlreiche Glaukonitpunkte grünlich gefärbten und mergeligen Sandsteines, der manchmal blos einen sandigen Mergel bildet und nach seinen Versteinerungen der Miocänperiode und zwar den Kaiserwald-Schichten der Gegend von Lemberg angehört“. Die gleiche Schichte liegt bei den ersten Häusern von Baranow unmittelbar unter dem Gypse und (wahrscheinlich unmittelbar) auf der weissen Kreide (Alth). Die Bestimmung der Fossilien sind zum Theil richtig, meist aber nur beiläufig, (womit ich mir jedoch keine Tadelsäusserung anmassen will, welche ganz ungerecht wäre).

Als Herr Dr. Lenz bei seinen Detailaufnahmen Baranow berührte, sah er diese Ablagerung ebenfalls und brachte eine gute Suite nach Wien. Während er selbst[4]) nur Angaben über Lagerung und einige Genera macht, hat ein mit seinem und Th. Fuchs' Namen verknüpfter Irrthum in die Literatur Eingang gefunden, welchen ich aus diesem Grunde berühren muss. Wie aus mehrfachen Angaben in den Fachschriften[5]) hervorzugehen scheint, hat Herr Th. Fuchs bei gelegentlicher Besichtigung der Suite von Baranow dieselbe, jedenfalls durch einen nebensächlichen Umstand (Erhaltung, Facies, Gestein?) verleitet, mit dem Oligocän von Kalinówka parallelisirt, was, so wenig es begründet wurde, widerlegt zu werden braucht. Endlich habe ich selbst nach näherer paläontologischer Prüfung die Schichten in die zweite Mediterranstufe eingereiht[6]), was ich hier noch eingehender zu begründen versuchen will.

Um den Gang der Untersuchung so exact, als möglich zu gestalten, mögen nach der Lagerung vorläufig zwei Gruppen innerhalb dieser

[1]) Lemberg. Haid. nat. Abh. III. 2. 1850, pag. 186.
[2]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1859, pag. 104.
[3]) Niżniow, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1877, pag. 325—327.
[4]) Reiseber. Verhandl. d. k. k. R.-A. 1878, pag. 325.
[5]) F. v Hauer, Jahresbericht. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1879, pag. 5. Paul und Tietze, Neue Stud. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1879, pag. 291. Łomnicki, Hochebene Jahrb. d. k. k. geol. R. A. 1879, pag. 590.
[6]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1881, pag. 123.

Schichten unterschieden werden, die Kaiserwalder Schichten und die Baranower Schichten. Erstere liegen über den Sanden, welche (*Holubica*) nach ihrer Fauna mit voller Sicherheit in die zweite Mediterranstufe zu stellen sind, letztere folgen über dem Kreidemergel. Es soll sich zeigen, ob wir nach den organischen Resten berechtigt sind, beide als geologisch gleichaltrig aufzufassen.

Fauna der Schichten mit *Pecten scissus.*

Formen	Baranower Schichten					Kaiserwalder Schichten				Sonstiges Vorkommen
	Baranow	Szczersec	Mühlbach	Łany	Bursztyn	Kaiserwald	Kamienna góra (Holubica NW.)	Wysoki Kamien (Holubica N.)	Przemyślany	
Krebsscheeren	—	+	—	—	—	—		—	—	
Ostracoden	—	+	—	—	—	—	—	—	—	
Serpula sp.	—	—	—	—	—	—	+	—	—	
Turritella cf. Archimedis M. Hoern.	—	—	+	—	—	—	—	—	—	
Solen sp.	—	—	—	—	—	—	+	+	—	
Panopaea Menardi Desh.	—	—	—	—	—	+	—	—	+	I. u. II. Mediterran-Stufe.
Corbula gibba Ol.	+	—	—	—	—	+	—	—	—	Wr. B. II., Frankr. auch I. M.-St.
Thracia ventricosa Phil.	+	—	—	+	—	+	+	+	+	I.? und II. M.-St.
Isocardia cor. Linn.	+	+	—	—	—	+	+	+	+	Oligoc.? II. M.-St.
Lucina borealis Linn.	—	—	—	—	—	—	—	—	+	II. M.-St.
Cardium Baranowense Hilb.	+	+	—	+	—	+	—	—	—	
Cardium cf. praeechinatum Hilb.	—	—		—	—	—	—	—	+	
Leda sp.	—	+	—	+	—	—	—	—	—	
Pectunculus pilosus Linn.	—	—	+	—	—	—	—	—	—	I.? und II. M-St.
Modiola sp.	+	—	—	—	—	—	—	—	—	
Lima percostulata Hilb.	—	+	—	—	—	—	—	—	—	
Pecten scissus E. Favre	+	+	—	—	—	+	+	+	+	
„ *sp.* (zwisch. *scissus* und *Wulkae*) *Hilb.*	—	+	—	—	—	—	—	—	—	
Pecten quadrisciss. Hilb.	—	+	—	—	—	—	—	—	—	
„ *scissoides Hilb.*	—	—	—	—	—	—	+	—	—	
„ *subscissus Hilb.*	—	—	—	—	—	—	—	+	—	
„ *Richthofeni Hilb.*	—	+	—	—	—	—	—	—	—	
„ *resurrectus Hilb.*	—	+	—	—	—	—	—	—	—	
„ *cf. glaber Linn.*	—	+	—	—	—	—	—	—	—	
„ *Wimmeri Hilb.*	—	—	—	—	—	—	—	+	—	
„ *Galician. E. Favre*	—	—	—	—	—	+	—	—	—	
„ *elegans Andrz.*	—	—	—	—	—	+	—	—	—	I. und II. M.-St.
„ *trigonocosta Hilb.*	—	—	—	—	+	—	—	—	—	II. M.-St. (Ruditz, Spielfeld).
„ *cristatus Bronn.*		+	—	—	—		—	—	—	I.? (Schlier v. Malta) u. II. M.-St.
„ *denudatus Rss.*	+	+	+	+	+	—	—	—	—	Schlier Oesterr. u. Italien.
„ *aff. comitatus Font.*	—	+	—	—	—	—	—	—	—	
„ *Koheni Fuchs*	—	+	—	+	—	—	—	—	—	Schlier von Malta.
„ *Lenzi Hilb.*	+	+	+	+	+	—	—	+	—	Lahodów.
„ *Spondylus sp.*	+	—	—		—	—	—	—	—	

Formen	Baranower Schichten					Kaiserwalder Schichten				Sonstiges Vorkommen
	Baranow	Szczersec	Mühlbach	Lany	Bursztyn	Kaiserwald	Kamienna góra (Holubica NW.)	Wysoki Kamien (Holubica N.)	Przemyślany	
Ostrea digitalina Eichw.	—	—	+	—	—	—	—	—	—	I. (Frankr.) u. II. M.-St.
„ *cf. cochlear Poli*	—	—	—	—	+	—	—	—	—	
Terebratula sp.	+	+	—	—	—	—	—	—	—	
Alveolina melo Orb.[1]	—	—	—	—	—	—	+	—		Leithakalk.
„ *Haueri Orb.*	—	—	—	—	—	—	+	—	—	„
Triloculina inflata Orb.	—	—	—	—	—	—	+	—	—	„
Plecanium abbreviat. Orb.	—	+	—	—	—	—	—	—	—	Nussdorf. — Baden.
„ *deperditum Orb*	—	+	—	—	—	—	—	—	—	„
„ *Mariae Orb.*	—	+	—	—	—	—	—	—	—	Baden.
„ „ *var. inermis Rss.*	—	+	—	—	—	—	—	—	—	„
Plecan. Nussdorfense Orb.	—	+	—	—	—	—	—	—	—	Nussdorf.
Quinqueloculina Buchana Orb.	—	+	—	—	—	—	—	—	—	„ — Baden.
Quinqueloculina Haidingeri Orb.?	—	+	—	—	—	—	—	—	—	Baden.
Nodosaria sp.	—	+	—	—	—	—	—	—	—	
Glandulina sp.?	—	+	—	—	—	—	—	—	—	
Sphaeroidina Austriaca Orb.	—	+	—	—	—	—	—	—	—	Nussdorf. — Baden.
Bulimina Buchana Orb.	—	+	—	—	—	—	—	—	—	„ „
„ *pyrula Orb.*	—	+	—	—	—	—	—	—	—	„ „
Uvigerina pygmaea Orb.	—	+	—	—	—	—	—	—	—	Baden.
„ *urnula Orb.*	—	+	—	—	—	—	—	—	—	Nussdorf. — Baden.
Polymorphina aequalis Orb.	—	+	—	—	—	—	—	—	—	„
Virgulina Schreibersi Czjž.	—	+	—	—	—	—	—	—	—	Baden.
Textilaria carinata Orb.	—	+	—	—	—	—	—	—	—	Nussdorf. — Baden.
Globigerina balloides Orb.	—	+	—	—	—	—	—	—	—	„ „
Truncatulina Aknerana Orb.	-	+	—	—	—	—	—	—		„
Truncatulina Dutemplei Orb.	—	+	—	—	—	—	—	—	—	„ „
Truncatulina lobatula Orb.	—	+	—	—	—	—	—	—	—	„ „
„ *aculeata Orb.?*	—	+	—	—	—	—	—	—	—	„
Cidariden-Stacheln	—	+	—	—	—	—	—	—	—	
Lithothamnium sp.	—	—	—	—	—	—	—	+	—	

Die scharfe paläontologische Altersbestimmung wird durch mehrere Umstände ausserordentlich erschwert: durch das beinahe ausschliessliche Auftreten von Pelecypoden, das Vorwalten der *Pectines* unter diesen und das Auftreten einer beträchtlichen Anzahl neuer Formen. Die Anzahl der Formen dürfte sich in der Folge erheblich vermehren, da die Fundorte noch zu wenig ausgebeutet scheinen. Die Localitäten

[1]) Die folgenden Foraminiferen nach gütiger Bestimmung des Herrn F. Karrer.

Mühlbach, Lany und Bursztyn gehören nach ihrer Fauna und Lagerung trotz des Fehlens des *Pecten scissus* unzweifelhaft zu den Baranower Schichten.

Um das Verhältniss der Baranower und der Kaiserwalder Schichten leichter beurtheilen zu können, hebe ich aus der Tabelle die gemeinsamen und die nach den jetzigen Kenntnissen specifischen Formen beider heraus, soweit dieselben genau bestimmbar waren:

Nur Baranower Schichten.	Nur Kaiserwalder Schichten.
Pectunculus pilosus Linn.	*Panopaea Menardi Desh.*
Lima percostulata Hilb.	*Lucina borealis Linn.*
Pecten (zwischen *scissus* u. *Wulkae*).	*Pecten scissoides Hilb.*
„ *quadriscissus Hilb.*	„ *subscissus Hilb.*
„ *Richthofeni Hilb.*	„ *Wimmeri Hilb.*
„ *resurrectus Hilb.*	„ *Galicianus E. Favre.*
„ *trigonocosta Hilb.*	„ *elegans Andrz.*
„ *cristatus Bronn.*	*Foraminiferen.*
„ *denudatus Reuss.*	
„ *Koheni Fuchs.*	
Ostrea digitalina du Bois.	
Foraminiferen.	

Gemeinsam.

Corbula gibba Ol.
Thracia ventricosa Phil.
Isocardia cor Linn.
Cardium Baranowense Hilb.
Pecten scissus E. Favre.
„ *Lenzi Hilb.*

Die in beiden Ablagerungen gemeinsam vorkommenden Formen sind zugleich in jeder derselben die häufigsten.

Die Stellung der Kaiserwalder Schichten geht aus der Lagerung mit Sicherheit hervor. Da ihre Unterlage bei Holubica, der petrefactenreiche Sand, der zweiten Mediterranstufe entspricht, in ihrem Hangenden ebendaselbst Sarmatisches auftritt und ihre Fauna die Zuweisung zu Letzteren verbietet, gehören sie in die zweite Mediterranstufe. Bei den Baranower Schichten sind wir auf die Würdigung der Fauna angewiesen. Die in den Baranower Schichten vorkommenden Formen *Corbula gibba*, *Thracia ventricosa*, *Isocardia cor*, *Pectunculus pilosus*, *Pecten cristatus*, *P. trigonocosta* und *Ostrea digitalina* sind in Oesterreich nur aus zweifellos mit den marinen inneralpinen Wiener Miocänschichten (zweite Mediterranstufe) gleichalterigen Ablagerungen bekannt geworden. Zwei neue Formen aus der Gruppe des *Pecten scissus* befinden sich im Hofmineralien-Cabinete aus dem Leithakalke von Kroisbach im Leithagebirge. Die in der Tabelle der Bezeichnung I. Mediterranstufe mehrfach beigesetzten Fragezeichen beziehen sich auf schweizerische Vorkommen, welche zum Theil nicht ganz sicher horizontirt sind, zum Theil wegen schlechten Erhaltungszustandes keine zuverlässige Bestimmung erlauben.

Von den übrigen ausschliesslich in den Baranower Schichten angetroffenen Formen kommen nur *Pecten denudatus*, *P. Koheni* und

die Foraminiferen bei der Altersfrage in Betracht. Ersterer ist ein bezeichnendes Fossil des Schliers von Ottrang und des Salzthons von Wieliczka und hat auch sonst in den schlierähnlichen Bildungen eine weite Verbreitung. *Pecten denudatus* gehört nach der Schalenähnlichkeit in einen schon in den mesozoischen Schichten auftretenden Formencomplex, welcher weiter im Eocän vertreten ist, (*P. corneus Sow.*), aber in der Jetztwelt erloschen scheint. Ob der aus den italienischen Pliocänschichten mehrfach (auch von Th. Fuchs) erwähnte glatte, dem *P. denudatus* sehr nahe stehende Pecten, (auch von anderen als *P. denudatus* selbst bestimmt) auf die auch innen glatte Klappe des (ungleich klappigen) pliocänen *P. Comitatus Font.* oder gar auf den ebenfalls ganz glatten, aber länglichen pliocänen *Pecten oblongus Phil.* zurückzuführen, kann ich nicht entscheiden und ziehe desshalb diese Angaben nicht weiter in Betracht. *P. Koheni* ist in Gemeinschaft mit *P. denudatus* von Fuchs in dem „Schlier von Malta" aufgefunden worden. Ich beziehe mich hier auf eine früher gegebene ausführliche Mittheilung [1]), in welcher ich nach den von Fuchs durch Fossilbestimmungen unterstützten Angaben Holler's [2]) und Manzoni's [3]) das Hineinreichen des Schliers in die zweite Mediterranstufe vertrat. Sind auch die bezüglichen Angaben Manzoni's im Hinblick auf die letzte unten angedeutete Publication mit Vorsicht aufzunehmen, so ist doch bei denjenigen Holler's ein ähnlicher Grund nicht vorhanden.

Die Foraminiferen der Baranower Schichten scheinen nach Herrn Karrer ebenso, wie jene der Kaiserwalder Schichten auf die Gleichalterigkeit mit der zweiten Mediterranstufe hinzuweisen. „Die Fauna ist durchwegs inneralpin" schreibt Herr Karrer, fügt aber bei, dass „die ausseralpine Horner Gegend sehr wenig andere Formen hat, als die inneralpine".

Der scheinbar grössere Foraminiferenreichthum und die Formenverschiedenheit der Baranower Schichten beruht wahrscheinlich nur darauf, dass von diesen allein eine Schlemmprobe vorgenommen wurde, während die wenigen aus den Kaiserwalder Schichten angegebenen Arten makroskopisch auf den Handstücken wahrnehmbar waren.

Suess hat gezeigt [4]) dass der Schlier im ausseralpinen Becken über den Horner Schichten und unter den Grunder Schichten liege. Der paläontologische Vergleich ergibt wegen der ganz abweichenden Facies gar keine Anhaltspunkte zur Beurtheilung, ob der Schlier den Horner oder Grunder Schichten näher steht. Der Vergleich mit dem Badener Tegel, dessen Arten erheblich von jenen des Schliers abweichen, scheint mir aus dem gleichen Grunde keine unmittelbar ablesbaren Resultate zu ergeben. Der Schlier, ein feinsandig-tegeliges, in einem ausgedehnten und zugleich salzreicheren Meerestheile (Gyps, Steinsalz und Bittersalz) entstandenes Gebilde, tritt in einen gewissen Facies-Gegensatz zu dem reinthonigen in einem kleinen Meerbusen entstandenen Badener Tegel. Unter solchen Umständen erscheint es Sache des Ueber-

---

[1]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1881, pag. 123.
[2]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1870, pag. 117—125.
[3]) R. Comitato geologico d'Italia. Bollettino 1880, pag. 510—520. Siehe noch ib. 1876 (Lo Schlier) und 1881.
[4]) Sitz.-Ber. Wien. Ak. 1866.

einkommens, wo man den von Suess selbst in seinen Schriften, soviel mir bekannt, nicht gezogenen Schnitt zwischen den beiden Mediterranstufen ziehen will, ob zwischen den Grunder Schichten und dem Schlier, wie dies angeblich nach Suess[1]) von Fuchs[2]) geschieht oder etwa zwischen dem Schlier und den Horner Schichten. Von einer strengen Gleichzeitigkeit der Horner Schichten und des niederösterreichischen Schliers kann nach den von Suess so klar dargestellten Lagerungsverhältnissen nicht die Rede sein. Dass auch nach der von Fuchs angegebenen Trennung ein Theil des Schliers der zweiten Mediterranstufe angehört, wurde bereits oben hervorgehoben.

Der Zutheilung der Baranower Schichten zur zweiten Mediterranstufe stehen demnach trotz des Auftretens zweier Schlierarten keine prinzipiellen Bedenken im Wege und wir müssen dieselbe aus folgenden Gründen vornehmen:

1. Eine Reihe von Arten der Baranower Schichten ist bisher nur in unserer zweiten Mediterranstufe vorgekommen. Diese Arten scheinen durch ihre grössere Zahl an Bedeutung über jene beiden Schlierarten zu überwiegen.

2. Die nach der Fauna nächst verwandte Ablagerung, welche wir kennen, die Kaiserwalder Schichten, gehört nach ihrer Lagerung der zweiten Mediterranstufe an.

3. Die ältesten marinen Tertiär-Ablagerungen des podolischen Plateaus sind an allen Stellen, wo sie eine reiche, gut vergleichbare Fauna enthalten, mit Sicherheit als der zweiten Mediterranstufe angehörig zu erkennen.

4. Die unter den Baranower Schichten liegende Süsswasserbildung von Lany gehört nach Dr. F. Sandberger[3]) der ersten Mediterranstufe an.

5. Die nahe Beziehung zum Gyps, wie später zu erörtern, dessen übrige Begleitschichten sich durch Lagerungsvergleiche als der zweiten Mediterranstufe angehörig erweisen lassen, bildet ein weiteres Argument.

Mit der Behauptung der geologischen Gleichzeitigkeit, der Zugehörigkeit zu dem zeitlichen Bereiche einer und derselben Fauna, zu der gleichen geologischen Stufe möchte ich, wie ich bereits in dem citirten Artikel hervorhob, noch nicht die strenge Gleichzeitigkeit innerhalb der letzteren behaupten. Wie die Schichten von Molt vor denjenigen von Loibersdorf und diese vor jenen von Gauderndorf und jenen von Eggenburg entstanden sind, was die Untersuchungen Suess' in überzeugender Weise gelehrt haben, trotzdem wir sie heute nach ihrer Fauna als geologisch gleichzeitig betrachten, und wie die tieferen Schichten in den Badener Ziegelgruben vor den höheren gebildet wurden, scheinen die Baranower Schichten nach ihrer unmittelbaren Ueberlagerung des Kreidemergels oder localer Süsswasserabsätze nach strengem Zeitmasse älter zu sein, als die Kaiserwalder Schichten. Sowie ich die an einzelnen Stellen unter den Sanden auftretenden Lithothamnienkalke nicht mit

---

[1]) Wahrscheinlich nach dessen Vorlesungen.

[2]) Führer zu den Excursion. d. deutsch. geol. Ges. 1877. Wien, auch Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges.

[3]) Łomnicki, Formacyja gipsu. Kosmos, Lemberg 1881, pag. 29, Sep.-Abdr.

einer eigenen Bezeichnung den über den Sanden liegenden Kalken gegenüber stelle, glaube ich auch die Schichten von Baranow und jene vom Kaiserwalde als „Schichten mit *Pecten scissus*“ oder „Scissus-Schichten“ zusammenfassen zu dürfen, da sie, wie jene Kalke, nach ihrer Fauna beide unter eine einzige unserer Tertiärstufen fallen und wie jene, nach dem jetzigen Stande der Kenntnisse nicht als durchlaufend wieder erkennbare Horizonte aufzufassen sind.

Pecten-Tegel.

Es ist ein grüner Tegel, welcher petrographisch grosse Aehnlichkeit mit dem die Gypse häufig begleitenden Tegel hat. Wie dieser enthält er häufige kleine *Pectines*. Ausserdem kommen darin Trümmer dichten Kalksteines vor. Ich fand ihn nur im Steinbruche Pod sośnina bei Bóbrka, über Sandstein und Lithothamnienkalk.

Seine organischen Einschlüsse sind:

Pecten posthumus Hilb.
„ *Galicianus E. Favre.*
„ *cf. Lilli Pusch.*
„ *cristatus Bronn.*

Gyps-Tegel.

Den Gyps überdecken häufig grüne, Gypsbrocken enthaltende Tegel, in welchen organische Reste zu den Seltenheiten gehören. Zuweilen (Szczersec) bildet dieser Tegel Zwischenschichten im Gyps. Zu Wolżyniec bei Stanislau fand zuerst Herr M. Łomnicki ziemlich zahlreiche kleine *Pectines* in diesen Tegeln. In dem mir von Herrn Dr. Lenz übergebenen, von dieser Localität stammenden Materiale bestimme ich:

Pecten sp. Kleine aussen vollkommen glatte Schale.

Pecten Lilli Pusch, eine häufige und charakteristische Form des Salzthons von Wieliczka.

Lithothamnium-Kalkstein.

Dieses Gestein weicht in seiner petrographischen Beschaffenheit nicht von den aus den übrigen österreichischen Miocängebieten bekannten Vorkommen ab. Wie überall kommen neben und in dem typischen Lithothamnien-Gestein Lagen vor, welche aus einem Zerreibsel organischer Kalkgebilde bestehen.

Die Lithothamnienkalke liegen, wo sie zusammen mit sandigen Ablagerungen derselben Stufe auftreten, in Ostgalizien fast stets über diesen, häufig aber direct über dem Kreidemergel und stellen in diesem Falle meist die ganze Vertretung der zweiten Mediterranstufe dar. Sie sind über das ganze podolische Miocängebiet verbreitet. Ihr Vorkommen ist kein riffartiges, sie bilden, wie Stur hervorgehoben, flächig ausgedehnte Schichten. In ihrer Lagerungsart kommen sie ganz mit den klastischen Massen, den Sanden und Sandsteinen überein.

Die Fauna ist eine ärmliche, die Erhaltung die bekannt ungünstige. Nach meinen Beobachtungen können folgende Formen angegeben werden:

Balanen.	*Nucula sp.*
Conus sp.	*Pecten elegans Andrz.*
Cerithium deforme Eichw.	„ *gloria maris du Bois.*
Monodonta angulata Eichw.	„ *Wulkae Hilb.*
Trochus sp.	*Ostrea digitalina du Bois.*
Rissoa sp.	„ *cochlear Poli.*
Venus cincta Eichw.	*Echiniden.*
Pectunculus pilosus Linn.	*Bryozoen.*
Cardium sp.	*Foraminiferen.*
Arca sp.	*Lithothamnien.*

Den reichen Fundort Magura, von welchem Olszewski[1]) zweiunddreissig Arten anführt, hatte ich weder in der Natur, noch in einem Museum kennen zu lernen Gelegenheit.

Diese Fauna weicht einigermassen von der unseres Leithakalkes ab. An Stelle der grossen dickschaligen Bivalven und Gasteropoden treffen wir meist unscheinbare Formen; Arten, welche sonst bedeudende Grösse erreichen (*Pectunculus pilosus*), erscheinen nur in relativ kleinen Individuen. Die Anthozoenfacies fehlt gänzlich, von keiner Stelle sind riffbauende Korallen bekannt geworden.

Auf welche Umstände diese Abweichung zurückzuführen, ist schwer zu entscheiden. Die grössere Entfernung von Ufer, vielleicht etwas grössere Tiefe des Wassers können bei der Erklärung in Betracht kommen.

Die höhere geographische Breite ist gewiss nicht ausschliessliche Ursache; denn die noch nördlicheren Lithothamnienkalke Russisch-Polens haben in ihrer Fauna grössere Aehnlichkeit mit der normalen Thierwelt des Leithakalkes. Gegen eine klimatische oder eine provinzielle Verschiedenheit spricht der mit dem der entsprechenden Wiener Fauna so übereinstimmende Charakter der galizischen Sandfaunen.

Hier füge ich eine Angabe Alth's bei, welche das Auftreten zweier verschiedener Lithothamnienformen in den Kalksteinen über und denjenigen unter dem Gypse behauptet. Alth[2]) sagt: Ueber dem Gyps treten graue, gelbe und harte Kalksteine oder weisse Mergelkalksteine auf; „sie haben eine andere Nulliporengattung, nämlich klein und vielfach verzweigt“. Später hat ein anderer Forscher die gleiche Behauptung, ohne Alth zu citiren, aufgestellt[3]), wie jener, ohne hinreichende Begründung. Grosse und kleine Lithothamnien finden sich übrigens häufig in derselben Kalkbank.

Grauer, dichter Kalkstein.

Im galizischen Tertiär treten nicht selten graue, dichte, fast fossillose Kalksteine auf. Sie sind mikrokrystallinisch und führen selten

[1]) Ber. physiogr. Comm. 1876, pag. 14 Sep.-Abdr.
[2]) Ber. phys. Comm. 1877.
[3]) In einer polnischen Zeitschrift.

klastische Gemengtheile, wie die mitgetheilten Untersuchungen des Herrn Dr. E. Hussak ergeben haben.

Sie liegen zum Theil über dem Gyps, zum Theil treten sie in nahe Beziehung zu den Lithothamnienkalken. Ich habe diese beiden nur, soviel bis jetzt bekannt, durch ihre Hangend- oder Liegendschichten unterscheidbaren Kalksteine unter der obigen Benennung zusammengefasst.

(Andere petrographisch ähnliche, doch auf meinen Karten unterschiedene Kalksteine des galizischen Tertiärs sind: Ervilienkalkstein, durch seine Fossilführung verschieden, Süsswasserkalkstein und sarmatischer dichter Kalkstein.)

Die bezüglichen Kalksteine des Gypses treten in den Gypsbezirken sehr verbreitet als Decke jener Gesteine auf. Die petrographisch ähnlichen Ervilienkalke, welche so häufig in die gleiche Lagerungsbeziehung zum Gypse treten, sind vielleicht nur durch die Petrefactenführung verschieden. Jedenfalls aber weisen alle im Hangenden der Gypse auftretenden Gesteine, der Tegel mit den *Pectines*, der Ervilienkalkstein mit den marinen Organismen, sowie die Baranower Schichten im Liegenden darauf hin, dass der ganze Complex der Gypsbildungen eine isomesische und zwar marine Reihe darstellt, dass also auch der dichte Gypskalk kein Süsswassergebilde ist, wie dies von neueren Autoren angenommen wurde. Auch die von Hussak im Gypskalk von Brzozdowce beobachteten Kelchdurchschnitte weisen auf eine marine Bildung hin.

Die nicht mit dem Gyps im Zusammenhange auftretenden dichten Kalksteine sind in ihren Lagerungsverhältnissen, wo solche beobachtet werden konnten, ähnlich den Lithothamnienkalksteinen und treten auch häufig in enger Verbindung (Unter- oder Ueberlagerung mit oder ohne Uebergang) mit denselben auf. So im Südosten von Mitulin und zu Lahodów, wie im topischen Theile angegeben, ferner im Lemberg-Tomaszower Rücken, was ich in einem Reiseberichte erwähnt habe [1]). Die gleichfalls hieher gestellten Kalksteine im Westen von Szcsersec und bei Żydaczów sind in ihrer Lagerung nicht ausreichend studirbar gewesen. Erstere ragen aus dem Löss empor, letztere stehen mitten in der Stryj-Dniesterebene. Fossilien wurden in keinem der beiden Vorkommen gefunden. Bezüglich der Entstehung der dichten Kalksteine verweise ich auf die Ansichten Kaufmann's [2]), dass dieselben aus chemisch niedergeschlagenem Kreideschlamm, und Lang's [3]), dass sie durch chemische Umwandlung klastischen Kreideschlammes gebildet wurden.

Weisser krystallinischer Kalkstein.

An einer „Nase" des Żydacsower Vorkommens des dichten Kalksteines tritt ein weisser Marmor auf, welcher als locale Umwandlungsbildung aufgefasst, aber auf der Karte besonders bezeichnet wurde.

---

[1]) Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1881, pag. 300.

[2]) Prof. Fr. Jos. Kaufmann. Seekreide, Schreibkreide und die sogenannten dichten Kalksteine sind krystallinische Niederschläge. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1870, pag. 205.

[3]) Heinr. Otto Lang. Ueber Sedimentär-Gesteine aus der Umgegend von Göttingen. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1881, pag. 252.

Weisser zerreiblicher Kalkstein.

An mehreren Stellen des Lemberg-Tomaszower Rückens leitet dieser Kalkstein, eine Detritusbildung, die Kalkfacies ein. Darauf folgt noch oben der dichte Kalkstein und über diesem der Lithothamnien-Kalkstein.

Ervilien-Schichten.

Im Gebiete meiner Karten sind die bei dieser Besprechung unter obigem Namen zusammengefassten Vorkommen nur durch einen dichten Kalkstein vertreten. Die mikroskopische Analyse des Kalksteines von Kislery Potok bei Bóbrka durch Herrn Hussak zeigte, dass es ein krystallinischer Kalkstein, mit vielen klastischen Partikeln ist, welch' letztere grosse Aehnlichkeit mit jenen gewisser Karpathensandsteine besitzen.

An manchen Punkten des südöstlichen Galiziens tritt ein Sandstein in der gleichen (zu erwähnenden) Lagerung und mit der charakteristischen Fauna der Ervilienkalksteine auf. Das Gemeinsame der Ervilienschichten ist eine dichte Häufung von Steinkernen der unten anzuführenden Arten, von welchen einige in grosser Häufigkeit gesellig vorkommen.

Der Name Ervilien-Schichten wurde von Herrn D. Stur nach dem häufigen Vorkommen jener Bivalve gegeben.

Die Ervilien-Schichten treten, wie die Scissus-Schichten und wie die dichten Kalksteine, häufig als Begleiter des Gypses auf und zwar denselben unter- oder überlagernd.

So liegen die Ervilien-Schichten zu Zaleszczyki nach Stur unter dem Gyps, im Strypathale nach Dunikowski[1]) über demselben, unterlagern im Kaiserwalde bei Lemberg nach Stur die Scissus-Schichten und treten in demselben Profile, gegen Lyczakow hinab nach meinen Beobachtungen noch einmal auf, (im Sandbruche, Eingang Lyczakower Strasse, bevor man von der inneren Stadt her das Haus Nr. $621^4/_4$ erreicht): daselbst liegt über dem ein 8 Mm. starkes Kohlenflötzchen und kleine Kohlennester enthaltenden Sande Lithothamnienkalkstein, welcher die hier sandig entwickelten Ervilien-Schichten einschliesst[2]). Erst über weiter folgende mächtige Sandschichten treten die von Stur beobachteten Ervilienschichten auf. Zu Łahodów kommen, wie bereits erwähnt, die Ervilien-Schichten hoch im Profile über der mächtigen Sandsteinbildung vor, welche nach ihrer allerdings ärmlichen Fauna und ihrer den übrigen fossilreicheren Sandbildungen durchaus gleichen Position der zweiten Mediterranstufe angehört.

Die Fauna der Ervilien-Schichten besteht nach dem gegenwärtigen Stande der Untersuchung aus folgenden Formen:

Cerithium deforme Eichw.
Turritella turris Bast.

---

[1]) Dieses Autors „dichter Kalkstein mit zahlreichen Steinkernen von einer winzigen, unbestimmbaren Bivalve" ist, wie derselbe nach Einsichtnahme in meine Suiten mündlich zu erklären die Gefälligkeit hatte, Ervilienkalkstein.

[2]) Herr Dr. E. Tietze möge entschuldigen, dass ich hiermit in seine Ausführungen über ein Terrain eingreife, über welches zu urtheilen er selbst berufener ist.

Trochus patulus Brocc.
Calyptraea Chinensis Linn.
Ervilia pusilla Phil. hh.
Cardium sp.
Nucula nucleus Linn. h.
Pectunculus pilosus Linn.
Modiola Hoernesi Rss. hh.
„ *sub-Hoernesi Hilb.*
Pecten cf. Lilli Pusch.
Lithothamnium sp.

Mit Ausnahme der *Modiola Hoernesi*, der neuen *Modiola* und des *Pectens* sind diese Arten bezeichnende Formen der zweiten Mediterranstufe. *Modiola Hoernesi* und der dem *Lilli* nahestehende *Pecten* erinnern an die Fauna des galizischen Salzthons.

Bezüglich der eigenthümlichen Facies der Ervilien-Schichten wiederhole ich das in einem anderen Artikel Gesagte: [1])

„Das gesellige Auftreten der *Ervilien* und *Modiolen* erinnert sehr an die Acephalenfacies der sarmatischen Stufe und reiht diese Schichten jenen an, welche Fuchs aus verschiedenen Formationen als pseudosarmatische Bildungen anführt. Sie sprechen ferner für die Anschauung R. Hoernes' „dass der wechselnde Salzgehalt in theilweise abgeschlossenen Becken ähnliche Bildungen mit abnormer Fauna auch ohne Aussüssung, ja stellenweise unter Erhöhung des Salzgehaltes bedinge". In der That scheinen die ostgalizischen Ervilien-Schichten, deren sarmatischer Habitus so auffallend ist, dass ein ausgezeichneter Beobachter sie anfangs wirklich für sarmatisch hielt, in ihrer weit verbreiteten Verbindung mit dem Gyps den Beweis zu liefern, dass die Vermehrung des Salzgehaltes eine ähnliche Facies erzeuge. Wo der Gyps fehlt, dürften diese Schichten als Indicator für die Annäherung an jene physikalischen Bedingungen zu betrachten sein, welche anderwärts den Gypsabsatz herbeiführten. Ausserordentlich ähnlich ist die Facies und die Fauna in specifischer Hinsicht in den Gypsthonen von Kathrein bei Troppau, welcher Umstand mit den früher erwähnten eine bemerkenswerthe Unabhängigkeit dieser Fauna von dem wechselnden Gesteinscharakter (Kalkstein, Sandstein, Thon) documentirt".

In der Sammlung der k. k. geologischen Reichsanstalt sind die Ervilien-Schichten aus älterer Zeit von folgenden Fundorten vertreten:

Horcinie; Kohlenbergbau Skwarzawa nova; Sichrower Schranken bei Lemberg; Meiers Höfel, Lemberg SO.; Winniki; Kaiserwald; Babinie, Rohatyn N.; Czernówka; Okna Onuth?

Gyps.

Der Gyps tritt in petrographisch verschiedener Ausbildung auf, am häufigsten als dichtes graues Gestein, mikrokrystallinisch und mit klastischen Beimengungen. Seltener ist weisser Alabaster; krystallisirte durchsichtige Parthien sind zuweilen als Ausfüllungen weiter, senkrechter Spalten vorhanden.

[1]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1881, pag. 127.



Der Gyps ist in den von mir aufgenommenen Gebieten auf einen Theil der im Jahre 1879 untersuchten Terrains, die Gegend zwischen Szcsersec und Rohatyn, beschränkt[1]). Der Gyps wird hier 35—40 Meter mächtig. Bezeichnend für die Gypsterrains sind die Trichter der Oberfläche, die, wie diese, schon auf der topographischen Karte ersichtliche Steilheit und Zerrissenheit der Abhänge, an welchen das Gestein ansteht. Die Art des Auftretens des Gypses ist hier dem Studium seiner Beziehungen zu den übrigen Tertiärschichten sehr ungünstig. Die Gypsfelsen ragen hier meist aus der Lössbedeckung empor, ohne das Liegende, welches sich unter der Thalsohle befindet, ohne ein anderes Hangendes, als Gyps oder Löss zu zeigen. Ausser einigen wenig instructiven Punkten ist das Vorkommen von Liegendschichten zu Szcsersec zu erwähnen, welche eine mit den zu Baranow a. d. Złota Lipa und anderen Punkten in gleicher Position auftretende Schichten (Scissus-Schichten) übereinstimmende Fauna ergeben haben. Unter diesen, wie früher erwähnt, einige heteropische Einschaltungen zeigenden Schichten fand Łomnicki bei einem nach dem meinigen angestellten Besuche Kreidemergel. In ähnlicher Weise sind die Gypse von Bursztyn, welche ich in Gesellschaft des genannten Herrn besuchte, und die von Baranow nur durch die erwähnten Schichten von der Kreide getrennt. In ähnlicher Weise folgt zu Łany bei Mariampol nach unten Löss, Gyps, Scissus-Schichten, Süsswasserkalkstein, Kreidemergel. Zu Wolżyniec bei Stanislau ist der Gyps von der Kreide nur durch wenig mächtigen fossillosen Sand getrennt.

Ganz anders ist die Lagerung des Gypses in den Gebieten des unteren galizischen Dniesters. Dort kommt nach den übereinstimmenden Berichten verschiedener Forscher der Gyps stets in den oberen Theilen der mediterranen Neogenbildungen vor.

Zur Orientirung stelle ich im Nachfolgenden die wichtigsten Beobachtungen und Ansichten früherer Forscher zusammen: Eichwald[2]): Der podolische Gyps entspricht dem Muschelkalk. Pusch[3]): Der podolische Gyps gehört zur Kreide, der subkarpathische mit dem Salz zu dem Karpathen-Sandstein und entspricht dem alpinen Salze, der Gyps von Zaleszczyki ist tertiär.

Pusch[4]): Der ganze galizische Gyps ist tertiär. Foetterle[5]): „Diese ganze bedeutende Gypsbildung scheint mit der nicht sehr weit davon anstehenden tertiären Salzformation Ostgaliziens in enger Verbindung zu stehen.“

Alth[6]): „Wo die eben erwähnten Nulliporengesteine zugleich mit dem Gpps vorkommen, werden sie von diesem stets unmittelbar bedeckt. Diese Lagerung ist in den östlichen Theilen Galiziens, besonders längs des Dniester und seiner Nebenflüsse, überall so deutlich, dass es kaum begreiflich ist, dass sie Jemand anders deuten konnte“ (pag. 153).

---

[1]) Pusch (geogn. Beschaff. v. Polen II, pag. 360 f.) gibt ein Gypsvorkommen „zwischen Podhayczyki und Uniow, nördlich von Przemyślany“ an, welches seither Niemand gefunden hat.

[2]) 1831, Naturh. Skizze, pag. 19.

[3]) 1833, Geogn. Beschr., 1. Th.

[4]) 1841, Leonh. u. Bronn's Jahrb., pag. 505.

[5]) 1851, Tłumacz, Jahrb. der geol. R.-A., pag. 84.

[6]) 1858, Gypsform. Jahrb. d. geol. R.-A., pag. 143.

Der podolische Gyps ist gleichalterig mit dem subkarpathischen Salze.

Stur[1]): Der Gyps Ostgaliziens (und der Bukowina) ist sarmatisch.

Stur[2]): Um Zaleszczyki die Nulliporenbildungen unter dem Gyps.

Petrino[3]): „Der Gyps erscheint als eine in die obere Abtheilung der Mediterranstufe eingeschobene Ablagerung."

Olszewski[4]): Im Tarnopoler Kreis und im Zbruczthale folgende Gliederung von unten: 1. erste marine Bildung gleichalterig mit dem Leithakalke, darüber 2. Gyps und Brakwasserbildung, letztere gleich-gleichzeitig mit den sarmatischen Cerithienschichten, endlich 3. zweite marine Bildung[5]).

Wolf[6]): Zwischen Strypa und Zbrucz von unten: 1. Sande mit *Panopaea Menardi* und *Isocardia cor*; 2. Nulliporenkalk mit *Pectunculus pilosus*, *Scutella*, *Lucina*, *Pecten Malvinae* und *Ostrea digitalina*; 3. Gyps (20—50'); 4. Mergel oft limnischen [7]) Charakters mit Ansätzen von Braunkohlenflötzen und *Pecten Malvinae*; darüber 5. schrundige Kalke[8]) mit häufigen Ervilien, Pecten, Ostrea; 6. Quartär.

Lenz[9]): Stanislau N.O. über der Kreide erst Sand, dann Gyps mit Tegel, ferner Kalkstein, Tegel, Berglehm. Im Gypstegel, nach Fuchs' Bestimmung *Pecten scabridus Eichw.* (nach Reuss = *P. Malvinae du Bois*). Da *Pecten scabridus* im Salzthon häufig, ferner in den Horner Schichten sehr verbreitet, Barbot Nulliporenkalke über den Gypsen angibt, ist der Gyps nicht sarmatisch, sondern mit den Salzlagern gleichalterig.

Zu diesen letzteren Angaben sind einige Berichtigungen nöthig. *Pecten scabridus* wurde von Reuss fälschlich sowohl mit dem nicht einmal nahe verwandten *P. Malvinae*, als mit dem gleichfalls erheblich verschiedenen *P. scabridus* identificirt. Die Form des Salzthons und die des Stanislauer Gypses ist *P. Lilli Pusch.*

Weder *Pecten scabridus* noch *Pecten Lilli* wurden in den Horner Schichten gefunden. Lenz' Angabe kann sich daher nur auf das vermeintliche Synonym *Pecten Malvinae* beziehen. Diese Form nun ist aber keineswegs charakteristisch für die Horner Schichten, sondern ist in der zweiten Mediterranstufe sehr verbreitet.

Lomnicki[10]): Schichtenfolge zwischen Gniła Lipa und Strypa von unten:

1. Süsswasserkalk.
2. Terebratel- und Pectenschichte (Baranower Pectenmergel).
3. Kohlensande und Sandsteine. } Gypslager.
4. Untere Lithothamnienkalk- und Sandsteine. } Gypslager.
5. Dichte Kalksteine (Gypskalke).
6. Obere Lithothamnienkalke und Thone.

---

[1]) 1867, Flora d. Süssw.-Quarze, Jahrb. d. geol. R.-A., pag. 77.
[2]) 1872, Verh. der geol. R.-A., pag. 271.
[3]) 1875, Verh. der geol. R.-A., pag. 217.
[4]) 1875, Jahrb. der geol. R.-A., pag. 89.
[5]) Siehe pag. 311.
[6]) 1876, Verh. der geol. R.-A., pag. 181.
[7]) ?
[8]) Ervilienkalke.
[9]) 1877, Verh. der geol. R.-A. pag. 277.
[10]) 1880, Jahrb. der geol. R.-A., pag. 591.

Eine nähere Parallelisirung wird als noch nicht möglich bezeichnet, jedoch werden die Schichten 3—4, als am wahrscheinlichsten (also mit dem Gyps) der II. Mediterranstufe angehörig, 5 und 6 als wahrscheinlicher Uebergang zum Sarmatischen bezeichnet.

Lomnicki[1]) spricht sich bald darauf folgendermassen aus: „Dem Alter nach sind sämmtliche Gypsbildungen zu beiden Seiten des Dniesterflusses als oberste Glieder der subkarpathischen Salzformation zu betrachten.“

Hilber[2]): Die oberen und unteren Begleitschichten des Gypses enthalten bezeichnende Fossilien des Salzthons und des Schliers. Diese Begleitschichten liegen zum Theil, wenn auch ohne Gyps, über Schichten der zweiten Mediterranstufe, folglich gehört der Gyps mit mindestens den oberen Theilen des Salzthons in die zweite Mediterranstufe.

Aus dem podolischen Gyps selbst werden von keinem Autor Fossilien angegeben.

Ich halte es für nöthig, hier einzuschalten, dass ich aus eigener Anschauung die Gypsvorkommen der unteren Dniestergegenden Galiziens nicht kenne, sondern mich bei deren Besprechung auf die Literatur und das, was ich in den Sammlungen gesehen, stütze.

Aus den Angaben der Forscher und aus meinen Beobachtungen zeigt sich eine auffallende, bisher noch von keinem Berichterstatter hervorgehobene Verschiedenheit in der Lagerung des Gypses, einerseits um den südwestlichen Plateaurand bis nördlich nach Szczersec, andererseits im Südosten der galizischen Niederung. An den erstgenannten Punkten (bis östlich nach Baranow und weiter?) lagert der Gyps an der Basis der Tertiärschichten, von der Kreide oder localen Süsswasserbildungen nur durch die „Baranower Schichten“ getrennt.

Andere tertiäre Schichten, als Gypstegel und Gypskalk, kennen wir hier leider als Hangendes nicht. Anders im Südosten, wo nach den citirten Daten die Gypse stets nahe der oberen Grenze der mediterranen Schichten, nahe dem Sarmatischen auftreten.

In Russisch-Polen wieder hat Barbot, wie im Literaturverzeichnisse angegeben, Lithothamnienkalke über dem Gyps getroffen. Mögen sich auch selbst in unseren Gebieten Ausnahmen ergeben, so ist doch das dargelegte Verhältniss das herrschende.

Für beide Gebiete wurde von den Forschern der Eindruck der unmittelbaren horizontalen Verbindung, der Gleichalterigkeit der Gypse mit dem nahen Salzthon angegeben, für den unteren Dniester Galiziens durch Foetterle und Alth, für die südwestlichen Gegenden Podoliens durch Lenz und Lomnicki.

Ein wirklicher Uebergang ist bis jetzt noch nirgends nachgewiesen. Die von Łomnicki[3]) (und früher von Foetterle[4]) veröffentlichte Thatsache der Ueberlagerung der salzführenden Thone durch Gyps zu Kałusz erscheint desshalb nicht streng beweiskräftig, weil gerade von dort keine Fossilien angegeben werden, welche die Identität dieses (schon

---

[1]) 1880, Verh. der geol. R.-A., pag. 275.
[2]) 1881, Verh. der geol. R.-A., pag. 123.
[3]) Verh. 1880, pag. 275.
[4]) Verh. 1868, pag. 227.

südlich des Plateaus liegenden) Gypses mit den durch ihre fossilführenden Begleitschichten charakterisirten podolischen Gypsen darthun würden; selbst dies angenommen, würde die selbst unmittelbare Ueberlagerung einer Schichte durch die andere an und für sich lediglich beweisen, dass letztere nicht älter, als die erstere ist.

Nach den stratigraphischen Angaben ist die Gleichalterigkeit des podolischen Gypses mit dem Salzthon, beziehungsweise seinen oberen Theilen, nur als sehr wahrscheinlich zu bezeichnen.

Die in dieser Abhandlung ausgeführten paläontologischen Studien ergeben mit Rücksicht auf diese Frage Folgendes:

Die westlichen Gypse des galizischen Podoliens sind durch die sie unterlagernden Baranower Schichten und den über- und zwischenlagernden Tegel bezeichnet. Jene haben wir faunistisch zunächststehend den über Schichten der zweiten Mediterranstufe liegenden Kaiserwaldschichten erkannt und sie hauptsächlich desshalb in diese Stufe gestellt. In der Fauna der Baranower Schichten erkannten wir bezeichnende Formen des Salzthons und des Schliers (*Pecten denudatus* und *P. Koheni*). Der Gypstegel mit *Pecten Lilli* steht durch diesen mit dem Salzthon in der gleichen Beziehung.

(Letztere Form kommt auch in dem der zweiten Mediterranstufe angehörigen Sande von Podhorce vor.)

Die östlichen Gypse zeigen durch die Ervilien-Schichten (*Modiola Hoernesi*, *Pecten cf. Lilli*) eine ganz ähnliche Gemeinschaft mit dem Salzthon. Die Ervilien-Schichten sind auch ohne Gyps, (Lahodów), über Schichten der zweiten Stufe vorgekommen.

Die Fauna der Sande und Lithothamnienkalksteine im Liegenden dieser Gypse weist auf die zweite Mediterranstufe hin.

Beide Gypsvorkommen müssen wir nach der Fauna ihrer Begleitschichten dem Salzthon von Wieliczka parallelisiren, dessen Altersbestimmung als massgebend für den subkarpathischen Salzthon überhaupt betrachtet wird.

Bevor wir das Alter des Salzthons discutiren, gelangen wir dahin, die podolischen Gypse in die zweite Mediterranstufe einzureihen, da, wie ich recapitulire, die Fauna der Liegendschichten des Gypses zum Theil (Baranower Schichten) derjenigen sicherer Schichten dieser Stufe am nächsten steht, zum Theil sich ganz mit derselben deckt (Ervilien-Schichten, Sande und Lithothamnienkalke).

Beide, obwohl in verschiedener Höhe, in die tertiäre Schichtenreihe eingefügte Gypse sind, obgleich nicht streng gleichzeitig gebildet, doch geologisch gleichaltrig, weil sie während des Persistirens derselben Meeresfauna entstanden sind und unsere Stufentrennung auf dem Wechsel dieser Fauna beruht.

Auch untereinander mögen die Gypse des gleichen Raumcomplexes nicht streng gleichzeitig sein. Ich sehe in der Wiederholung der Gypsbildung kein anderes Phänomen, als in der nachgewiesenen Wiederholung der Ervilien-Schichten (Kaiserwald-Lyczakow), der Lithothamnienkalke etc. in demselben Profil.

Salzthon.

Obwohl nicht mehr in den Rahmen der diesen Studien zu Grunde liegenden Beobachtungen im Terrain gehörig, muss die Frage nach dem Alter des subkarpathischen Salzthons als mit gewissen bereits erörterten Verhältnissen im Zusammenhange stehend berührt werden.

Reuss[1]) machte als der erste den Versuch, auf das eingehende Studium der organischen Reste gestützt, das genaue Alter der Salzablagerung am Nordrande der Karpathen zu bestimmen. Sein Resultat[2]) ist, „dass die Steinsalzablagerung von Wieliczka in paläontologischer Beziehung die grösste Analogie mit den jüngeren marinen Miocänschichten des Wiener Beckens verräth. Am sichersten kann sie jenen Schichten gleichgestellt werden, welche in das Niveau der dem Leithakalke angehörigen Tegellagen und des oberen Tegels gehören. Denn es lässt sich eine sehr grosse Uebereinstimmung ihrer Fauna mit jenen des Leithakalkes von Steinabrunn und anderer Localitäten von gleichem Alter nicht verkennen, während sie jener der tieferen Schichten des Wiener Beckens bei weitem ferner steht.“

Die Flora wurde von Heer[3]) früher als wahrscheinlich der helvetischen Stufe angehörig bezeichnet.

R. Hoernes[4]) wendete sich gegen die Reuss'sche Auffassung und vertrat eine schon früher von Suess[5]) geäusserte Vermuthung, dass die subkarpathische Salzbildung in das Niveau des von R. Hoernes zur ersten Mediterranstufe gerechneten Schliers gehöre.

Bezüglich des Schliers gibt Reuss selbst zwar die Gemeinsamkeit zweier auffallender Formen, des *Pecten denudatus* und der *Solenomya Doderleini* an. Die Art des letzteren Vorkommens im Salzthon spricht aber nach meiner Ansicht eher gegen die Zusammenstellung mit dem Schlier. Denn diese Form ist im Schlier häufig, dagegen im Salzthon eben so selten, wie in Vöslau, Grussbach, Grund.

Pecten denudatus ist die einzige eigenthümliche Schlierform, welche auch im Salzthon von Wieliczka vorgekommen ist und sie verdient gewiss ihrer Häufigkeit und weiten horizontalen Verbreitung in schlierähnlichen Bildungen eine besondere Beachtung. Demungeachtet scheint sie, selbst wenn wir den nieder- und oberösterreichischen Schlier zur ersten Mediterranstufe zählen, in Wieliczka gegenüber der grossen Anzahl von Arten, welche Reuss als nur in den allgemein zur zweiten Stufe gerechneten Ablagerungen vorgekommen namhaft macht, höchstens die Bedeutung zu haben, dass ihr dortiges Vorkommen das Fortleben in jüngeren Bildungen darthut.

In einer früheren Mittheilung[6]) habe ich, den Begriff Schlier als Faciesbegriff auffassend, unter welcher Deutung ich die Salzbildung von Wieliczka subsumirte, gestützt auf die Literatur, den Nachweis versucht, dass mindestens ein Theil der in der Literatur als Schlier bezeichneten

---

[1]) Wieliczka. Sitz.-Ber. Ak. I. 1867.
[2]) Jb. pag. 26. Sep.-Abdr.
[3]) Klima und Vegetationsverhältnisse 1860, pag. 98, 99.
[4]) Ottnang. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1875, pag. 335.
[5]) Unters. üb. d. Charakter. I. Sitz.-Ber. Ak. 1866.
[6]) Gyps und Schlier. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1881, pag. 123.

Bildungen nach seiner Fauna und nach den Lagerungsverhältnissen jünger sei, als die *par excellence* zur ersten Mediterranstufe gerechneten Horner Schichten.

Im Weiteren lasse ich, als die hier zu lösenden Fragen nicht unmittelbar berührend, die Beziehungen zu den übrigen als Schlier bezeichneten Ablagerungen ausser Acht und beschränke mich auf den subkarpathischen Salzthon.

Die grösste Aehnlichkeit mit der Salzthonfauna hinsichtlich der Elemente der Fauna besitzen unter den podolischen Tertiärbildungen die Ervilien-Schichten. Sie enthalten in ausserordentlicher Häufigkeit *Ervilia pusilla*, *Modiola Hoernesi* und ebenfalls ziemlich häufig *Nucula nucleus*. *Pecten cf. Lilli* steht dieser Salzthonspecies ungemein nahe und ich rechne sie nur desshalb nicht dazu, weil ich den angegebenen Namen auf eine bestimmte Form der im Salzthon in mehreren Formen vorkommenden Gruppe beschränke. Alle vier Formen sind im Salzthon häufig und gehören zu jenen, welche nach Reuss im Meere, aus welchem sich das Salz bildete, gelebt haben. So besitzen *Nucula nucleus* nach Reuss und auch die übrigen Formen nach meinen Beobachtungen im Salzthon die normale Grösse.

Die Ervilien-Schichten gehören nach den früher gemachten Erörterungen der zweiten Mediterranstufe an.

Im podolischen Gypstegel kommt *Pecten Lilli* häufig vor.

Die Baranower Schichten enthalten *Pecten denudatus* und sind nach den gemachten Erörterungen mit den Kaiserwalder Schichten in die zweite Mediterranstufe zu stellen.

Ervilien-Schichten, Gypstegel und Baranower Schichten sind bezeichnende Begleitschichten des Gypses. Dass gerade hier die Aehnlichkeit mit der Salzthon-Fauna so auffallend ist, muss als auf der gemeinsamen Eigenthümlichkeit der Concentration des Meereswassers beruhend betrachtet werden.

Mit der reichen Fauna der podolischen, der zweiten Mediterranstufe angehörigen, Schichten hat Wieliczka ausser einer Anzahl weit verbreiteter Arten folgende specifischere Typen gemein:

Cerithium deforme Eichw.,
Pecten Lilli Pusch,

beide in den podolischen Sanden.

Poecilasma miocaenica Rss.,

nach Reuss[1]) auch im Leithakalke von Podjarków in Galizien vorkommend.

Auch der interessante *Spaniodon nitidus Rss.* ist im Salzthon und in den podolischen Sanden gefunden worden. Seine sonstige Verbreitung in dem österreichischen Tertiär spricht für seine Beschränktheit auf die zweite Mediterranstufe. In Südfrankreich dagegen scheint er in der ersten Stufe (Faluns von Saucats) vorzukommen. Wir sehen im Salzthon also nicht nur die Beimengung oligocäner Elemente, welche Rolle[2]) mit Recht als beweisend für das höhere Alter der Horner

---

[1]) l. c. pag. 26, Sep.-Abdr. (pag. 156 bei der Beschreibung nicht erwähnt).

[2]) Dr. Friedrich Rolle. Ueber die geologische Stellung der Horner Schichten in Niederösterreich. Sitz.-Ber. Ak. Wien, 1859. XXXVI. Bd.

Schichten gegenüber den inneralpinen Marinbildungen der Wiener Bucht betrachtet hat, nicht, sondern eine Reihe von Typen, welche nach unseren jetzigen Kenntnissen erst mit der zweiten Mediterranstufe in unseren Meeren aufzutreten beginnen.

Eine ähnliche Beweiskraft, als das Vorkommen geologisch älterer Typen muss das Auftreten von Formen jüngerer Stufen besitzen. Reuss macht drei Arten des Salzthones namhaft, von welchen zwei, *Bithynia Frauenfeldi M. Hoern.* und *Ervilia Podolica Eichw.* sonst nur aus den sarmatischen Schichten, eine, *Planorbis Reussi M. Hoernes*, nur aus dem den Congerienschichten gleichgestellten, sicher nicht älteren Süsswasserkalke des Eichkogels bei Mödling bekannt wurden.

Die angeführten Daten scheinen nach der Methode der geologischen Altersbestimmung den Schluss zu fordern, die subkarpathische Salzbildung gehöre in die zweite Mediterranstufe und sei gegenüber den podolischen mediterranen Miocänbildungen wesentlich als eine heteropische, geologisch gleichzeitige Bildung aufzufassen.

Mit dieser geologischen Gleichzeitigkeit kann die absolute Gleichzeitigkeit, wie bereits angedeutet, nicht behauptet werden.

Eine durch Jahrtausende existirende Fauna findet sich in um Jahrtausende zeitverschiedenen Ablagerungen. Bevor der hinreichende Nachweis der Lagerungsbeziehungen zwischen den podolischen und den subkarpathischen Mediterranbildungen erbracht ist, kann die Frage der absoluten Zeitäquivalenz nicht mit Erfolg discutirt werden.

Sollte auch der Nachweis einer Ueberlagerung der ganzen Salzbildungen durch die podolischen Tertiärschichten erbracht werden, so müssten wir doch, wenn nicht neue faunistische Belege geboten werden, an den sich an die Fauna knüpfenden Resultaten festhalten [1]).

Hier glaube ich auch bemerken zu sollen, dass die durch Rolle und Suess nach verschiedener Methode begründete Lehre der Altersverschiedenheit der tieferen ausseralpinen und der inneralpinen Miocänablagerungen von Wien, welche den letzteren Forscher zur Unterscheidung zweier Mediterranstufen geführt haben, durch meine Untersuchungen keineswegs erschüttert werden.

Wenn die Continuität des Salzthons mit dem nieder- und oberösterreichischen Schlier durch stratigraphische Untersuchungen in der Folge erwiesen werden sollte, würde sich, die Richtigkeit Reuss' und meiner Ansicht über das Alter des Salzthons vorausgesetzt, lediglich der Schluss ziehen lassen, dass man den Schlier unrechtmässiger Weise in die erste Mediterranstufe eingereiht hat. Für einen Theil unseres Schliers (Laa an der Thaya) ist ja ohnedies durch die Darlegung der Wechsellagerung mit den Grunder Schichten die Zugehörigkeit zur

---

[1]) Es scheint mir von Interesse, hier einer an abliegender Stelle gethanen Aeusserung des Herrn D. Stur zu gedenken, weil dieselbe, wenn auch nicht näher begründet, von Seite eines mit den Verhältnissen in den Grenzgebieten zwischen den podolischen und den subkarpathischen Bildungen vertrauten Geologen gethan und desshalb der Vergessenheit entrissen zu werden verdient. Stur sagt in der Geologie der Steiermark, Graz 1871, pag. 619: „So halte ich für erwiesen, dass der galizische Leithakalk, der ebenfalls nur in einiger Entfernung von den Karpathen (wie im Sausal) vom Dniester beginnt, von da aber nördlich bis an die nördliche Grenze Galiziens verbreitet ist, in der Salzablagerung von Wieliczka eine äquivalente Ablagerung hat."

zweiten Stufe erwiesen und die durch Suess festgestellte Lagerung der Hauptmasse des niederösterreichischen Schliers zwischen den Horner und Grunder Schichten ist eine solche, dass der Schlier auf dieses Jndicium allein hin ebenso wohl zur ersten, als zur zweiten Stufe gestellt werden kann.

Was aber die Fauna des Schliers betrifft, so weist dieselbe keineswegs jene erhebliche Percentzahl von Oligocänarten auf, welche Rolle das höhere Alter der Horner Schichten erkennen liessen. Wenn für das höhere Alter des Schliers geltend gemacht wurde, dass er, obwohl eine tegelige Facies, eine so geringe Uebereinstimmung mit dem Badener Tegel zeige, so ist andererseits zu bemerken, dass der Badener Tegel mit den nach der Facies durchaus unähnlichen übrigen Bildungen des inneralpinen Theiles viele Formen gemein hat, der Schlier dagegen mit den Horner Schichten nicht. Daraus soll lediglich gefolgert werden, dass Schlier und Badener Tegel sich nicht schlechthin vergleichen lassen und dass ihr Verhältniss zu den von jener Seite als mit diesen Tegelsedimenten gleichalterig angenommenen Bildungen (Schlier mit den Horner Schichten, Badener Tegel mit den übrigen inneralpinen Schichten) keine Analogie bietet. Der Schlier ist trotz der Aehnlichkeit des Sedimentes und der auftretenden Genera in der Facies von dem Badener Tegel verschieden.

Sarmatische Stufe.

Die Ablagerungen der sarmatischen Stufe sind nach den gegenwärtigen Kenntnissen als die gewöhnlich mit diesem Stufennamen begriffenen Salzwasserschichten auf den östlichen Theil des Landes beschränkt.

Namentlich auffallend war schon früheren Forschern ein das umgebende Plateau überragender, vielfach, anscheinend durch Erosion, unterbrochener Höhenzug, welcher von Podkamien bei Brody über Zbaraż, Skałat und Husiatyn nach Südosten zieht und im Norden der letztgenannten Ortschaft das galizische Land verlässt. Er besteht zum Theil aus mediterranen Bildungen, der Hauptsache nach aber aus sarmatischen Absätzen, welche (zu Podkamien) mit Sanden und Sandsteinen beginnen und mit Serpulen- und Bryozoen-Kalken enden.

Barbot[1]) hat ähnlichen Kalksteinbildungen des russischen Podoliens Riffcharakter zugeschrieben. Das, wie erwähnt, zu Podkamien erkannte Verhalten zu den Sandsteinen lässt sich auch für Galizien gut mit dieser Ansicht in Einklang bringen.

Uebrigens ist zu bemerken, dass in den von mir untersuchten Gebieten die Hauptmasse des Kalksteins dieser Hügel dichtes Gefüge besitzt und nicht ohne Weiteres als organogen betrachtet werden kann.

Das Ergebniss der mikroskopischen Untersuchung des zugehörigen Kalksteins am Berge Szwed durch Herrn Dr. Hussak lässt die Möglichkeit der Mitwirkung der Sedimentirung zu.

Die sarmatischen Ablagerungen bilden, abgesehen von dem eben erwähnten Hügelzuge, normale Auflagerungen auf die jungmediterranen

[1]) Sitz.-Ber. d. kais. Ac., 1866, LIII.

Schichten. Ihre westliche Verbreitungsgrenze bildet, soviel bis jetzt bekannt geworden, das von mir gefundene Vorkommen zu Opaki bei Werchobuż, genau südlich von Jasionów (*Podhorce O.*).

Sehr bemerkenswerth erscheint, dass, wie aus den von den Herren Paul und Tietze aufgenommenen Karten hervorgeht, die sarmatischen Schichten auch in der subkarpathischen Salzthonregion auftreten und daselbst die Salzbildungen unmittelbar überlagern.

Die Gesteine dieser Stufe sind: Sand, Sandstein, Tegel, weisslicher Kalkstein, dichter grauer Kalkstein. Der letztgenannte und die sandigen Schichten machen die Hauptmasse aus. Die Sande und Sandsteine zeigen häufig die Eigenthümlichkeit, dass jedes einzelne Quarzkorn von einer dünnen Kalkrinde überzogen ist, welche Thatsache in Verbindung mit dem so vielfach aus den sarmatischen Schichten erwähnten Auftreten oolithischer Kalksteine auf die Vermuthung führt, dass in den sarmatischen Gewässern stellenweise eine Concentration eingetreten sei, deren erstes Niederschlagsproduct nach den Versuchen Usiglio's kohlensauerer Kalk ist.

Reiche Fundstätten fossiler Reste sind bislang in dieser Stufe in Galizien nicht entdeckt worden. Die folgende Tabelle enthält ein Verzeichniss theils selbstgesehener, theils in der Literatur verlässlich erwähnter Formen.

	Sand und Sandstein	Tegel	Kalkstein
Serpula sp.	+	—	+
Spirorbis sp.	+	—	—
Cerithium pictum Bast.[1]	+	—	—
„ *bicinctum Eichw.*	—	+	—
„ *mitrale Eichw.*	—	+	—
„ *nodoso-plicatum M. Hoern.*	—	+	—
„ *disiunctum Sow.*	—	+	—
Haliotis sp.	—	—	+
Nerita picta Fér.	—	+	—
Rissoa inflata Andrz.	+	—	—
Paludina sp.	+	—	—
Bulla Lajonkaireana Bast.	+	—	—
„ *truncata Ad.*	+	—	—
Ervilia Podolica Eichw.	+	—	+
Mactra Podolica Eichw.	+	—	—
Cardium obsoletum Eichw.	+	—	—
„ *protractum Eichw.*	—	—	+
„ *subprotractum Hilb.*	—	—	+
„ *Ruthenicum Hilb.*	—	—	+
Modiola marginata Eichw.	—	—	+
„ *Volhynica Eichw.*	—	+	+
Lima squamosa Lam.	—	—	+
„ *Sarmatica Hilb.*	—	—	+
Ostrea sp.	—	—	+
Pleuropora lapidosa Pall.	—	—	+

Auffallend sind in diesem Verzeichnisse die *Haliotis* und die beiden *Limen*. Erstere und *Lima Sarmatica* stammen von Zbaraż und gehören

[1] Wahrscheinlich *M. Hoern. non Bast.*

wahrscheinlich jenen Schichten an, welche im folgenden Capitel eingehende Würdigung erfahren.

Lima squamosa kommt an mehreren sarmatischen Fundstellen vor und scheint in Gesellschaft der sarmatischen Fauna gelebt zu haben.

Die Mächtigkeit der sarmatischen Ablagerungen beträgt mindestens 50 Meter (Podkamien).

Olszewski's „übersarmatische Schichten".

Schon im Jahre 1875 hat Olszewski[1]) die Behauptung aufgestellt, dass in Ostgalizien über der „Brackwasserbildung" (sarmatische Stufe) eine „zweite marine Bildung" folge. Seine Begründung beruht darauf, dass er auf der höchsten Spitze des von Podkamien nach Husiatyn laufenden sarmatischen Bergrückens, dem Bohót-Berge, Kalksteine mit „Miliolen, Bryozoen, Cerithien, Rissoen und *Ostrea digitalina*" gefunden. Wolf[2]) sagt darüber, dass der sarmatische Serpulenkalk in seinem unteren Theile, nahe der Contactgrenze mit der Mediterranstufe noch zahlreiche Petrefacte dieser Stufe führe. „Eine solche gemengte Fauna birgt auch die Spitze des Bohót bei Horodnica, welche Herr Olszewski in seinem Berichte als eine zweite der sarmatischen aufgelagerte Mediterranfauna auffasste. Diese Auffassung vermag ich jedoch nicht zu bestätigen, denn an keiner Stelle des ganzen langen Höhenzuges konnte ich eine zweite Folge von Mediterranschichten nachweisen".

Eingehender kommt Olszewski[3]) in einer polnischen Arbeit auf dieses Thema zurück (pag. 55 Sep.-Abdr.).

„Die übersarmatischen Bildungen" (zweite Meeresstufe).

„Die Einwirkung des nördlichen Meeres auf die sarmatischen Ablagerungen erreicht ihre höchste Entwicklung zur Zeit der übersarmatischen Bildungen".

„Diese Erscheinung ist umso auffallender, als an anderen Localitäten, z. B. in Wiener Becken etc., auf den sarmatischen Bildungen sich Mergelthon und Sande mit der *Valenciennesia annulata* und Congerien ausgebildet haben. Schon Barbot de Marny, erwähnt in seiner Arbeit über die jüngeren Ablagerungen Russlands der *Pleuropora lapidosa*, die wir an der Grenze zwischen den sarmatischen und übersarmatischen Bildungen erkannt haben. An einigen Orten, sagt Barbot de Marny, in Podolien finden sich mitten in den Steppen amphitheatralische Hügelreihen, es sind dies Riffe, welche insbesondere aus einer Bryozoenart, der *Eschara lapidosa* bestehen; in der Masse derselben finden sich noch *Cardium proctratum*, *Modiola marginata* . . ."

„In Ostgalizien nimmt diese Bildung viel grössere Flächen ein und ist zusammen mit dem Tarnopoler Kalk[4]) nur an die höheren Abhänge und Gipfel der Hügelzüge beschränkt. Sie tritt hauptsächlich in Form von grossen Blöcken, welche diese Hügelzüge bedecken, seltener aber in thatsächlichen Schichten auf. In Podkamien, Zbaraż stare, Mar-

[1]) Jahrb. der geol. R.-A., pag. 89.
[2]) Verh. der geol. R.-A., 1876, pag. 300.
[3]) Ber. d. physiogr. Comm., Krakau, 1876.
[4]) Sarmatisch. V. H.

cinówka, scheint diese Bildung auf ursprünglicher Lagerstätte, auf dem Berge Szwed aber, in Ratyszcze, Operłowce und Luka mała auf secundärer Lagerstätte zu sein."

„Petrographisch ist es ein harter, compacter, manchmal poröser, grauer, theilweise fossilreicher, theilweise wieder fossilarmer Kalkstein. Dieser Kalkstein ruht auf den sarmatischen Schichten, nur in Ratyszcze befinden sich diese Blöcke unmittelbar auf dem Leithakalk. Diese für Ostgalizien neue Fauna umfasst reine marine Gattungen [1]), obwohl hie und da auch sarmatische Bildungen zusammen mit ersteren vorkommen. Da ich unter der Hand kein Material hatte, konnte ich auch nicht die einzelnen Gattungen näher kennen lernen. In Podkamien tritt die übersarmatische Bildung in Gestalt eines weissen Kalksteins auf, der hauptsächlich aus der *Pleuropora lapidosa* besteht. In Zbaraż stare, Marcinówka sind es harte compacte Kalksteine, die unstreitig marine Formen enthalten. In dem neuen Steinbruch in Zbaraż stare habe ich zahlreiche schön erhaltene Fosilien, die auch in Marcinówka vorkommen, gefunden: *Conus sp.*, *Turbo sp.*, *Trochus sp.*, *Rissoa sp.*, *Vermetus intortus Lam. Haliotis* (*tuberculata Linn.*) *Arca barbata Linn. Lima* (*squamosa Eichw.* [2]), *Pecten*, *Ostrea*, *Pleuropora lapidosa*.

„Die Blöcke in Ratyszcze bestehen aus einem dunkeln harten Kalk mit zahreichen *Lima*-, *Pecten*- und *Ostrea*-Arten."

„Endlich besteht die übersarmatische Bildung auf dem Szwed-Berge bei Milna, ferner zu Opryłowce aus einem harten grauen Kalk mit zahlreichen Fragmenten von Bryozoen und Bivalven, unter denen man auch gut erhalten findet:

Cerithium scabrum Olivi. Opryłowce, Berg Szwed. *Trochus quadristriatus du Bois.* Opryłowce, Berg Szwed. *Trochus turricula Eichw.* Opryłowce, Berg Szwed. *Rissoa sp.* Opryłowce, Berg Szwed. *Vermetus intortus Lam.* Opryłowce, Szwed. *Arca barbata Linn.* Opryłowce, Szwed. *Cardium irregulare Eichw.* Opryłowce, Szwed. *Modiola marginata Eichw.* Opryłowce, Szwed. *Pecten sp.* Opryłowce, Szwed. *Ostrea sp.* Opryłowce, Szwed. *Pleuropora lapidosa.* Opryłowce, Szwed.

„Was nun die übersarmatischen Bildungen anlangt, so muss ich mich auf diese Bemerkungen beschränken, da ich die einzelnen Arten dieser Bildung nicht kenne und folglich nicht im Stande bin, irgend welche Vergleiche mit schon bekannten Schichten anzustellen. Ich kann aber nicht umhin, sämmtlichen späteren Forschern diese interessante Bildung zu empfehlen."

Schon im topographischen Theile sagt Olszewski (p. 23 Sep.-Abdr.) über Zbaraż:

„Im Steinbruche von Zbaraż zeigt sich ein harter grauer Kalkstein, der dem Tarnopoler in petrographischer Beziehung ähnlich ist und in den unteren Partien sarmatische Versteinerungen:

Cardium obsoletum Eichw.
Modiola marginata Eichw.
Serpula gregalis Eichw.

führt, in den oberen aber rein marine Formen zeigt, namentlich:

[1]) Arten? V. H.
[2]) Lam. V. H.

Conus sp.
Turbo sp.
Haliotis (an tuberculata Linn.)
Arca barbata Linn.
Lima squamosa Lam.
Pecten sp.
Ostrea.

die alle sehr schlecht oder nur in Steinkernen erhalten sind."

Als Liegendes der Zbarażer Kalkbildung gibt Olszewski zu Czernichowce Lithothamnien-Kalkstein an.

Ich habe diese Kapitel aus Olszewski's Schrift desshalb vollständig nach einer mir durch Herrn Dr. E. v. Dunikowski freundlichst dictirten Uebersetzung aufgenommen, weil dieselben durch ihr ausschliessliches Erscheinen in polnischer Sprache dem unmittelbaren Vergleiche der meisten Fachgenossen entzogen sind.

Die Lagerung einer Schichte mit der Fauna der Mediterranstufe über sarmatischen Schichten wird nur behauptet, nicht nachgewiesen. Das bedeutende Höhenniveau des Vorkommens von Bohót kann nicht als ausreichend betrachtet werden.

Die Angaben über Zbaraż dürften nach Wolf's von mir gesehenen Aufsammlungen, welche eine mediterran-sarmatische Gemengfauna darzustellen scheinen, neuerliche Mittheilungen erwünscht machen. Sogar nach Olszewski's eigenen Berichten scheint übrigens seine übersarmatische Bildung bei Zbaraż den tieferen Theilen des Sarmatischen zu entsprechen, da er als Liegendschichte des Kalksteines der Brüche den Lithothamnienkalk von Czernichowce auffasst.

Eine Reihe anderer Bildungen mit rein mariner Fauna (Ratyszcze, Zbaraż stare) zum Theil auf secundärer Lagerstätte wird ganz willkührlich oder blos auf das Vorkommen von *Pleuropora lapidosa* hin mit dem Vorkommen vom Bohót parallelisirt.

Von Zbaraż stare habe ich durch die Güte des Herrn Bergrathes H. Wolf ein von ihm gesammeltes Material gesehen, welches in einem grauen dichten Kalkstein neben sarmatischen Fossilien *Lima* und *Haliotis* enthält. Ich selbst habe in einem übereinstimmenden Kalksteine vom Gontowa-Berge neben sarmatischen Fossilien eine *Lima* gefunden. In Podkamien bildet ein Bryozoenkalk die oberste Schichte des Sarmatischen, wie im topogeologischen Theile angegeben. Olszewski zählt ihn zu seiner übersarmatischen Bildung, obgleich die darin enthaltenen Bryozoen mit ausschliesslich echt sarmatischen Typen vorkommen.

Am Berge Szwed habe ich die von Olszewski aus secundär gelagerten Blöcken angegebenen Marin-Formen nicht gefunden, will aber mit dieser Angabe nicht die Richtigkeit der seinigen anzweifeln.

Die übersarmatische Bildung Olszewski's scheint nach dem Mitgetheilten nicht hinreichend begründet und Wolf's Ansicht wahrscheinlicher, dass sie auf der Auffindung von Grenzschichten zwischen den mediterranen und sarmatischen Schichten beruhe. Diese Uebergangsbildungen mögen hier eine grössere Mächtigkeit besitzen, als in der Niederung von Wien, wo nach den schönen Untersuchungen Fuchs' und Karrer's der Faunawechsel ein rascher gewesen ist.

Wahrscheinlich war der Wechsel der physikalischen Bedingungen hier nicht so verderblich für die Mediterranfauna, als in den übrigen sarmatischen Localitäten, vielleicht auch ist ein grösserer Theil derselben bis ans Ende der sarmatischen Zeit erhalten geblieben. Für eine neue Meerestransgression aber würde selbst die Unanfechtbarkeit der Olszewski'schen Beweismittel nicht zwingend sprechen.

Pontische Stufe.

Unzweifelhafte Vertreter dieser Stufe (*Melanopsis Bouéi Fér.*, *Melanopsis pygmaea Partsch*, *Congeria cf. amygdaloides Dunk. et Cžižeki M. Hoern.*) fanden sich in einem von Herrn Bergrath H. Wolf in alten Fluss-Alluvien zu Czortków gesammelten Materiale, dessen Erhaltung und Fundstelle für eine nahe Provenienz sprechen. In einer ausführlichen Mittheilung[1]) habe ich die Vermuthung ausgesprochen, dass ein Theil des bezüglich seiner Bildung nicht genügend aufgehellten Berg- oder Blocklehms der pontischen Stufe angehöre.

Diluvium.

Die Diluvialablagerungen spielen, wie bekannt, unter den Oberflächenbildungen Galiziens eine hervorragende Rolle. Plateau und Tiefebene sind auf weite Strecken hin mit ihnen überkleidet.

Im Folgenden gelangen die einzelnen Bildungen zur Besprechung.

Berglehm.

Diese Bildung, ein gelber Lehm mit Kalkconcretionen, welche Paul so benannte und mit Petrino's Blocklehm identificirte, habe ich aus eigener Anschauung nicht kennen gelernt. Die Eintragung auf meine Karten geschah nur an zwei die Alluvien im Nordnordwesten von Stryj begrenzenden Hügelenden, welche aus den Aufnahmsgebieten des Herrn Bergrathes Paul herüberreichen, von mir nicht besucht und seiner Auffassung des angrenzenden Theiles entsprechend colorirt wurden. Nähere Angaben und Hinweise auf die Literatur dieser Ablagerung finden sich in meiner unten citirten Mittheilung [1]). Herr Dr. L. Szajnocha wendet den Ausdruck Blocklehm für Westgalizien, in anderem Sinne („Terrassen, die in der Regel an Thalausgängen abgelagert sind und zahllose in einem meistens plastischen Thone eingebettete Geschiebe von verschiedensten Dimensionen enthalten") an [2]).

Das Wort Blocklehm, welches auch anderwärts (von Meyn und Anderen für Geschiebelehm) in abweichender Bedeutung gebracht wird, wird für das von Petrino so genannte Gebilde besser der Paul'schen Bezeichnung weichen.

---

[1]) Verh. der geol. R.-A., 1881, pag. 188.

[2]) Vorlage der geologischen Karte der Gegend von Jasło und Krosno in Westgalizien. Verh. der geol. R.-A. 1881, pag. 342.

Erratische Blöcke und Geschiebe.

Die glacialerratischen Ablagerungen wurden in den Aufnahmsgebieten der Jahre 1879 und 1880 nur an zwei Stellen der Tiefebene bei Krasne (Quarzitgeschiebe) und bei Zloczów (Sandsteinblöcke) nachgewiesen, wie in den Detailbeschreibungen näher angegeben (pag. 249 und 256).

Löss.

Beschaffenheit. „Löss ist ein mit Structur begabter Lehm von wechselnder, stets aber durch grossen Kalkgehalt und eckige Gestalt der Quarzkörnchen ausgezeichneter Zusammensetzung" [1]).

Nach der Gewinnung weniger Erfahrungen verwechselt man gut aufgeschlossenen Löss auch dort, wo er schneckenfrei ist, nicht leicht mit irgend einem anderen Lehm, selbst ohne chemische oder mikroskopische Untersuchungen anzustellen. Seine Röhrchentextur, das verticale Abklüften, wo Wandaufschlüsse vorhanden sind, die lockere, feinmehlige Beschaffenheit lassen ihn von den fluviatilen und den eluvialen Lehmen unschwer unterscheiden.

Die Farbe des Lösses ist fast stets lichtgelb. An mehreren Stellen in meinen Aufnahmsgebieten habe ich jedoch eine grüne Farbe des Lösses wahrgenommen, an dessen Identität, zumal wegen vorkommender Schnecken, kein Zweifel obwaltete.

Schichtung ist in ursprünglich gelagertem Löss auch in Galizien sehr selten. Bei Zamek (Lemberg-Tomaszower Rücken) ist eine scheinbare Schichtung des Lösses durch zahlreiche Zwischenlagen rothbraunen Sandes herbeigeführt.

Die nach Richthofen durch subaërische Einhüllung des Steppengrases bedingte Röhrchenstructur des Lösses verursacht nach demselben Autor das senkrechte Abklüften von Schollen an den Lösswänden, eine an den verticalen Wänden der Lössschluchten überall sehr schön beobachtbare Erscheinung.

Einschlüsse. Eine Schichtung durch Sandeinlagerung wurde eben erwähnt. Geschiebebänke [2]) im Löss wurden in meinen Detailbeschreibungen mehrfach erwähnt. Nicht selten sind ferner grosse und kleine Blöcke tertiärer Gesteine. Stets fanden sich die Geschiebebänke und die Blöcke dort, wo der Löss an ein von ihm verhülltes Gehänge angelagert ist, niemals auf den Höhen. Die Gesteine beider erwiesen sich, wo ein Ursprungsnachweis möglich war, als von dem betreffenden Gehänge selbst stammend.

Die Lössmännchen sind im Löss höchstens durch ihre Häufigkeit bezeichnend. Ganz ähnliche Concretionen beobachtete ich auch in fluviatilen und eluvialen Lehmmassen. Die eigenthümliche schichtenartige Vertheilung und die verticale Stellung, welche Richthofen (pag. 61) aus China anführt, habe ich im galizischen Löss nicht beobachtet.

---

[1]) Richthofen, China I, 1877, pag. 58.
[2]) Richthofen, China I, pag. 62.

Von Fossilien sind Landsäuger und Landschnecken zu erwähnen. Bezüglich der ersteren muss ich auf das Literaturverzeichniss zu Eingang verweisen, letztere sind nicht selten. Herrschend sind nur wenige Formen: *Helix hispida Linn.*, *Succinea oblonga Drap.*, *Pupa muscorum Linn.* Eine *Clausilia* sah ich nur bei Przemyśl im Löss.

Unter mehreren Tausenden von mir in Ostgalizien gesehener Lössschnecken fand sich keine andere Art.

In den oberflächlichen Partien mischen sich häufig recente Formen bei. Ich bin subjectiv geneigt, einen Theil der von anderer Seite aus dem Löss Galiziens namhaft gemachten zahlreichen Arten auf diesen Umstand zurückzuführen; zum Theil hat auch eine Verwechslung mit Süsswasserlehm stattgefunden.[1]) Die Lössschnecken sind bei meist sehr weit anhaltender horizontaler Erstreckung ihres Vorkommens in verticaler Richtung gehäuft, und zwar ohne eine schichtenartige Vertheilung zu zeigen. Das scheint für ihr Fortleben an einer Stelle während der Lössbildung zu sprechen.

In den obersten Lösspartien beobachtete ich recente Topfscherben; Tietze[2]) fand eine Lösseinschaltung in einer Culturschicht, ich selbst die Ueberlagerung von recenten Bauresten durch Löss (pag. 279). Bevor auf ähnliche Befunde eine Speculation gegründet wird, muss die Entstehungsart der betreffenden Lösspartien (beobachtete Structur) nachgewiesen sein.

Lagerung. Der Löss findet sich in Ostgalizien auf der Höhe des Plateaus, an seinen Abhängen und in seinen Thälern und in der Tiefebene im Norden desselben. Das häufige „Anschmiegen des Lösses an die unregelmässig gerundeten Abhänge der in ihrem Kern aus älteren Formationen bestehenden Hügel“ hat Tietze[3]) treffend hervorgehoben. Im Steinbruche im Osten des Wysoki Kamien bei Holubica habe ich indess die Auflagerung des Lösses auf eine horizontale Schichtfläche des sarmatischen Sandsteines beobachtet (pag. 274).

In Terrassen tritt der Löss nicht selten an den Seiten der Thäler, häufig am nördlichen Plateaurande auf; doch sind die Terrassen meist durch die Erosion in ihrem Charakter gestört. Die Böschung ist dann sanft und die Oberfläche nicht horizontal, sondern hügelig. Die Strassen verlaufen oft auf solchen Lössterrassen. Auch in schmalen Seitenthälern stösst man auf Löss, welcher unverkennbar in das vorgebildete Thal eingelagert ist. Ein solches Vorkommen habe ich auf p. 239 betont. Dasselbe gilt für das Dniesterthal, wo ich zu Turzanowce Lössschnecken gesammelt. Alth[4]) gibt das Lössvorkommen im Dniesterthale gleichfalls an; doch ist eine theilweise Verwechslung mit Süsswasserlehm („*Limnaeen* und *Planorben*“), wie oben erwähnt, wahrscheinlich.

In der Tiefebene liegt der Löss häufig in mehr oder minder grosser Erstreckung flach auf der Kreideunterlage ausgebreitet. Eine der Tiefebene eigenthümliche Erscheinungsweise aber ist das Lössvorkommen

---

[1]) Alth, Abh. der geol. R.-A., 1874. VII. Bd., pag. 17. Löss „an vielen Orten reich an Schalen von Limnaeen und Planorben“.

[2]) Verh. d. geol. R.-A, 1881, pag. 39.

[3]) Verh. R.-A. 1881, p. 39.

[4]) Abh. der geol. R.-A. 1874, pag. 17.

in sich aus der Tiefebene erhebenden Hügelgebieten, welche ausschliesslich oder vorwiegend aus Löss bestehen. Sie sind ausserordentlich reich an Schluchten und Gräben und der Fruchtbarkeit des Bodens wegen reich mit Dörfern besetzt. Solche Hügelgebiete lernte ich im Nordwesten von Krasne (1880), in der nördlichen Umgebung von Bełz (1881) und in der südlichen von Żółkiew (1881) kennen. In der zweitgenannten Gegend konnte ich entgegen der Meinung Wolf's[1]) das Hervortreten einer Kreidekuppe unter dem Löss constatiren.

Die Maximal-Differenz der Höhenlage des Lösses auf dem Plateau und in der Tiefebene beträgt 200 Meter. Das höchste Lössvorkommen auf dem Plateau beobachtete ich im Klostergarten von Podkamien bei Brody in 443 Metern absoluter Höhe. Die organischen Einschlüsse sind in den verschiedenen Höhen die gleichen.

Als grösste beobachtete Mächtigkeit konnte ich mit Wahrscheinlichkeit 68 Meter angeben, da ich in den Schluchten der eben so hohen Lösshügel Żółkiew O.S.O. keine anderen Schichten aufgeschlossen traf. Der Umstand, dass diese Hügel in der verlängerten Längsrichtung von Kreidehügeln liegen, lässt indess die Möglichkeit nicht ausser Acht lassen, dass in den innersten, nicht aufgeschlossenen Theilen ein Kreidekern stecke.

Das Verhältniss des Lösses zu den übrigen Diluvialbildungen geht aus der Lagerung hervor. Die Ueberlagerung des *Glacialdiluviums* durch Löss geben Fötterle[2]) aus der Weichselgegend, gleichzeitig Stur und Wolf[3]) aus der Gegend von Przemyśl, Wolf[4]) aus der Umgebung von Rawa, Tietze[5]) von Sądowa Wisznia, ich[6]) von Tołmacz bei Kamionka strumiłowa an. Sand- und Schotterbildungen kommen, wie von vorne herein zu erwarten, auf und unter Löss, ferner zwischen Löss vor. Die Schotterbildungen auf den Plateauhöhen sind wohl durchwegs älter als der Löss.

Verbreitung. Der Löss ist das herrschende Oberflächen-Gebilde in den ostgalizischen Ebenen. Die Sanddistricte der Tiefebene entbehren des Lösses, dessgleichen die höchsten steilen aufragenden Plateaupunkte. Die Buchenforstbezirke um Bóbrka zeigen sehr wenig Löss; ganz lössfrei ist ein grosser Theil des Lemberg-Tomaszower Rückens. Die meilenweit fortziehenden Lösshügellandschaften der Tiefebene haben, soweit ich sie kennen lernte, eine westöstliche Haupterstreckung.

Erosion. Jedem, der zum ersten Male aus dem Westen kommend, das podolische Plateau betritt, fallen die in das ebene Land plötzlich und steil eingerissenen, ausserordentlich verzweigten nacktwandigen Schluchten auf. Richthofen hat diese Bildungen meisterhaft aus China (l. c. pag. 65 und 113) geschildert und die Lectüre seiner Darstellungen ruft mir lebhafte Bilder aus den podolischen Lössgegenden wach. Die Schlucht beginnt zu oberst mit einem halbcylindrischen steilen

[1]) Verh. der geol. R.-A. 1859, pag. 129.
[2]) Verh. der geol. R.-A. 1859, pag. 102.
[3]) Verh. der geol. R.-A. 1859, pag. 104.
[4]) Verh. der geol. R.-A. 1859, pag. 127.
[5]) Verh. der geol. R.-A. 1881, pag. 38.
[6]) Verh. der geol. R.-A. 1881, pag. 247.

Absturz und setzt mit steilen oder senkrechten Wänden und ebenem meist grasbewachsenem Boden fort, bis abermals ein Absturz in Gestalt einer Querterrasse erfolgt. Solche Terassen sind in den podolischen Lössschluchten sehr häufig[1]). Die von Richthofen geschilderten und gezeichneten Längsterrassen, welche den chinesischen Lössschluchten ein so eigenartiges Gepräge verleihen, habe ich an keiner Stelle Galiziens kennen gelernt. Richthofen erkannte, dass in China die Terrassenoberflächen (und die Schluchtböden) mit Mergelknauer-Lagen zusammenfallen.

Die gleichfalls von Richthofen beschriebene Brunnenbildung beobachtete ich selten. Auf dem im Süden der Stadt Żółkiew verlaufenden Seitenaste des Lemberg-Tomaszower Rückens sah ich dieses Phänomen sehr schön entwickelt. Die Brunnen befanden sich mit Ausnahme des obersten, welcher knapp an der hintersten Grenzwand lag, je einer hinter jeder Querterrasse. Auch die nicht seltenen Lösspfeiler in den Schluchten haben ihr Analogon in China.

Bei der Abwärtsbegehung der Schluchten trifft man bald auf die älteren Bildungen (Tertiär und Kreide), ohne dass sich der Schluchtencharakter wesentlich ändert. Die aufliegende Lössdecke hindert die unterliegenden Schichten im Annehmen selbstständiger Böschungswinkel.

Entstehung. Ich verzichte auf den Versuch, der durch viele und überzeugende Gründe gestützten Theorie der atmosphärischen Lössbildung neue Belege zuzuführen. Höchstens könnte hier die von mir beobachtete verticale Haupterstreckung der Lössschneckenhäufung erwähnt werden.

Ich beschränke mich auf die Nennung einiger Umlagerungserscheinungen. In den Lössbezirken China's ist, wie Richthofen[2]) anführt, die Luft oft trüb von suspendirtem Löss. In den galizischen Lössgegenden werden die Kleider, die Haut, die Karten sehr bald von einer Lössschichte bedeckt. Wenn dies auch hauptsächlich von dem Staub der Lössstrassen und zum Theil von der Bearbeitung des Ackerbodens stammt, so genügt es doch, um zu erkennen, dass in den kultivirten Lössgegenden eine fortwährende Umlagerung der oberflächlichen Lösstheile stattfindet, welche im Ursprunge des Materials verschieden ist von der primären Lössbildung. Ich erwähne diesen Umstand, weil die Verschüttung von Culturresten durch Löss in manchen Fällen einer solchen Umlagerung zuzuschreiben sein mag. Eine andere Umlagerung geschieht durch das oberflächlich abfliessende Regenwasser, welches so zur Lössüberkleidung der Gehänge beiträgt. Woher das Lössmaterial ursprünglich gekommen ist, eine Frage deren Beantwortung manchen Forschern[3]) die Hauptschwierigkeit der Richthofen'schen Theorie zu sein scheint, während diese Schwierigkeit doch für jede andere Theorie

[1]) Diese Querterrassirung scheint in China zu fehlen.

[2]) China I. pag. 97.

[3]) Fuchs, Th. Geologische Uebersicht der jüngeren Tertiärbildungen des Wiener Beckens und des ungarisch-steierischen Tieflandes. 1877. pag. 84—85. In dem späteren Abdruck, Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1877, pag. 686 ist die bezügliche Stelle jedoch weggelassen.

Heer, O. Urwelt der Schweiz 1879, pag. 587.

Woldřich, Prof. Dr. J. N. Beiträge zur Geschichte des fossilen Hundes, nebst Bemerkungen über die Lössbildung. Mit 1 Tafel. Mittheilung d. anthrop. Ges. in Wien 1881, pag. 16.

in gleicher Weise besteht, vermag auf Grund der dieser Abhandlung vorangegangenen localen Beobachtungen nicht erörtert zu werden.

Zeit der Entstehung. Als die Ablagerung des Lösses begann, waren die Tiefebene, das Plateau, das Dniesterthal sammt seinen Seitenthälern schon vorhanden. Die Lagerung des Lösses beweist dies. Die Entstehung des Plateaus reicht sogar in die vorglaciale Zeit zurück, wie die Gletscherbildungen der Tiefebene lehren. Die stete Auflagerung des Lösses auf den erratischen Absätzen lässt den Beginn der Lössbildung nach dem Rückzuge der diluvialen Gletscher erkennen; die Fauna des Lösses zeigt, dass der Löss während des Andauerns des nordischen Klimas in unseren Gegenden entstand.

Es scheint ferner, dass die primäre Lössbildung nach dieser durch alpine Schnecken und nordische Säugethiere gekennzeichneten Zeit aufgehört hat; denn die Reste jüngerer Faunen finden sich stets nur in den oberflächlichen Lösspartien und es spiegelt sich der Uebergang zur heutigen Fauna in den Lössabsätzen nicht wieder, wie es bei continuirlicher Fortbildung desselben der Fall sein müsste.

Für eine sehr geringe Niederschlagsmenge während der Lössbildung spricht nebst anderen vielfach erwähnten Belegen die Verschüttung der Thäler durch Löss, von welcher wir im Thale des Kislery Potok ein ausgezeichnetes Beispiel kennen lernten (pag. 239).

Flugsand.

Der Flugsand spielt namentlich in jenen Theilen der Tiefebene eine grosse Rolle, welche nicht Gegenstand der Untersuchungen in den Jahren 1879 und 1880 waren. Die langgestreckten, nicht selten waldbewachsenen Dünen bedecken meilenweite Strecken.

Heutige Flugsandwüsten nehmen gegenüber den bewachsenen Theilen noch relativ geringe Strecken ein. Wo der Wald, ohne Schutzlisieren zu lassen, ausgehauen wird, sieht man bald das traurige Bild der nackten Sandflächen sich einstellen. Auf der Plateauhöhe spielen Flugsande eine untergeordnete Rolle.

Flussanschwemmungen.

Sie treten in Form von Lehm, Sand und Schotter hauptsächlich in der Tiefebene und in den Thälern der grossen Flüsse (Stryj, Dniester) auf. Zum Theil sind sie älter, zum Theil jünger, als der Löss. Die Schichten karpathischen Flussschotters, welche ich zu Podhorce bei Stryj unter dem (schneckenführenden) Löss gesehen, beweisen auch die Existenz der dortigen Thalweitung vor der Lösszeit.

Die nicht häufigen Flussabsätze auf dem Plateau verdienen als Spuren alter Thalböden ein besonderes Interesse. Bei Bukaczowce (p. 248) sah ich Karpathensandsteingeschiebe in Lehm in einer Höhe von 101 Meter über der nächsten Thalsohle.

Bei Olesko (p. 261) fand ich Flussschotter aus Tertiärgesteinen 122 Meter über dem nahen Bugthal, 138 Meter über den heutigen Alluvien der nahen Tiefebene.

Die Zutheilung dieser hochliegenden Absätze zur Diluvialperiode geschah nur desshalb, weil bisher noch keine spättertiären Flussbildungen (Belvedere-Schichten der Wiener Niederung) aus Galizien bekannt sind und die blosse Höhenlage keine exacte Begründung abgibt. Trotzdem muss ich gestehen, dass ich die Zugehörigkeit der erwähnten Flussabsätze zum Tertiär für wahrscheinlicher halten möchte. Sind diese Absätze diluvial, so gehören sie in die praeglaciale Zeit.

Alluvium.

Süsswasserabsätze.

Die heutigen Süsswässer des Plateaus und der Tiefebene setzen meist feinklastische Sedimente, Sand und Lehm, ab.

Flugsand.

Ein Theil der Flugsande ist in seiner heutigen Lagerung recenter Entstehung.

Torf.

In Bezug auf die Ausnützung des Torfes ist in Galizien bis jetzt sehr wenig geschehen. Alle die schon auf der Terrainkarte ersichtlichen zahlreichen und zum Theil sehr ausgedehnten Moorbildungen in der Tiefebene und in den Plateauthälern lassen das Vorhandensein von Torflagern vermuthen.

Tschernosem.

In den von mir untersuchten Gegenden habe ich diese von einigen Forschern mit Unrecht für eine Meeresablagerung erklärte Bildung in geringer Mächtigkeit über Löss in dem Grenzwinkel nordöstlich von Podmien bei Brody angetroffen. Der Tschernosem ist trotz seiner in Russland so bedeutenden Mächtigkeit wahrscheinlich nicht anders als die Humusbildungen entstanden.

V. Fragmente aus der Bildungsgeschichte der ostgalizischen Niederung.

Soweit wir in die Entstehungsgeschichte der Erde überhaupt auf Grund sicherer in der Erdrinde niedergelegten Daten zurückzublicken vermögen, können wir in der Niederung Ostgaliziens und den gleichartigen Nachbargebieten die allmäligen Umänderungen der Erdoberfläche in allgemeinen Umrissen erkennen. Ganze Perioden sind allerdings in der Erdgeschichte dahin gegangen, ohne in diesem beschränkten Raume die Wirkungen ihrer Vorgänge zurückgelassen zu haben.

Höchst wahrscheinlich setzt sich die grosse Granitplatte des russisch-podolischen Dniestergebietes unter die Sedimentbildungen Ostgaliziens fort. Ueber die Zeit, in welcher diese ausgedehnte Granittafel gebildet wurde, ja über die Art der Bildung selbst wissen wir Näheres

noch nicht mit voller Bestimmtheit. Gewiss ist, dass sie nicht jünger als silurisch ist.

Aus der Obersilur- und der Devon-Periode sind uns deutlichere Anhaltspunkte erhalten geblieben. Die reiche Thierwelt, welche die damaligen Oceane unserer Gegend bevölkerte, hat Alth in meisterhafter Weise darzustellen begonnen. Bis zu den ebenfalls durch Alth in der Schilderung befindlichen, local beschränkten Vorkommen marinen Juras geben uns weder terrestrische noch marine Bildungen irgend welche Anhaltspunkte über die örtlichen Verhältnisse in jener Zeit. Wieder fehlen uns die Belege für den Zeitraum bis zur oberen Kreide, deren drei Stufen durch Meeresabsätze vertreten sind. Aber nur das Senon spielt in der heutigen Terraingestaltung der ostgalizischen Niederung eine hervorragende Rolle. Alle übrigen bis jetzt genannten Bildungen treten nur in den tiefen Einrissen der südöstlichen Landestheile auf. Die senone Kreide hingegen bildet in grosser und gleichmässiger Erstreckung über die ostgalizischen Ebenen hin den Untergrund. Sie nimmt wesentlichen Antheil an dem Relief des Bodens, indem sie in den nordöstlichen Gegenden mit dem Plateau bis über dessen halbe Höhe emporsteigt und die das Plateau erhöhenden Tertiärablagerungen trägt.

Ueber die Lebewelt dieses Senonmeeres haben uns die schönen Arbeiten Alth's, Kner's und E. Favre's wichtige und interessante Aufschlüsse geboten. Als das Meer verschwand, liess es die, alle übrigen sichtbaren Ablagerungen der ostgalizischen Niederung an Mächtigkeit übertreffende Mergelbildung zurück. Eine lange Festlandszeit folgte, in welcher die Kreideoberfläche durch die Denudation in jenes Hügelland verwandelt wurde, welches alle Forscher trotz der jüngeren Sedimentbedeckung deutlich erkannt haben.

Aus den letzten Zeiten dieser Festlandsperiode liegen mehrfache Süsswasserabsätze vor, über welche nur ein einziges hinreichend begründet scheinendes Gutachten (Fr. Sandberger's) vorliegt, der nach Łomnicki's Mittheilungen die bezüglichen Absätze von Łany bei Mariampol in die erste Mediterranstufe stellt.

Eine grosse Meerestransgression, dieselbe, deren Spuren in Gestalt übergreifender Marinabsätze von der pyrenäischen Halbinsel angefangen in Südfrankreich, Süddeutschland und dem nordwestlichen Deutschland, den Niederungen Oesterreich-Ungarns, dem an Galizien grenzenden Theile Russlands, in der Walachei und in Serbien, im Innern Asiens, im nördlichen Afrika und auf den Halbinseln und Inseln des Mittelmeeres erkennbar sind, setzte die ostgalizische Landschaft der erstmiocänen Zeit unter Wasser.

Es ist dies die Transgression der Mediterranablagerungen, welche sich merkwürdiger Weise auf das pontische Depressionsgebiet und die inner-russischen Ebenen ebensowenig erstreckt zu haben scheint, als auf den Hauptheil der norddeutschen Tiefebene.

Viele Anzeichen, unter ihnen das transgredirende Auftreten der zweiten Mediterranstufe in der inneralpinen Wiener Niederung und in Mittelsteiermark sprechen dafür, dass der Umfang dieser Transgression, mindestens in unseren Gegenden, in der letztgenannten Stufe gegenüber

der ersten Mediterranstufe erheblich zugenommen hat. In ganz entsprechender Weise erkannten wir die ersten tertiären Meeresablagerungen des podolischen Plateaus als der zweiten Stufe angehörig.

Allerdings hat Dunikowski, wesentlich auf das Vorkommen eines einzigen Fossilrestes [1]) hin, das Auftreten der ersten Stufe in Galizisch-Podolien behauptet; jedoch scheint bei dem Umstande, dass Keines der übrigen bezeichnenden Fossilien der Horner Schichten in Galizien gefunden wurde, und dass auch die inhaltsreiche und exact gearbeitete paläontologische Abhandlung Eichwald's, die verdienstlichen Werke du Bois', Pusch's, Andrzejowski's die gleiche Thatsache für die angrenzenden Länder erkennen lassen, das Vorkommen dieses Zweischalers lediglich dafür zu sprechen, dass er, wie so viele Arten der ersten Mediterranstufe noch zur Zeit der zweiten gelebt habe.

Sollte die in dieser Abhandlung wieder vertretene Ansicht Reuss', dass der Salzthon eben dieser Stufe angehöre, Zustimmung finden, so hätten wir anzunehmen, dass das Meer in Galizien überhaupt erst in der zweiten Mediterran-Zeit eingedrungen sei. Die Frage, ob der tiefere Horizont dieser Stufe, der Grunder Horizont, mit welchem das weitere Uebergreifen der zweiten Stufe in Steiermark und Niederösterreich beginnt, in Galizien vertreten sei, glaubte ich in der vorliegenden Arbeit nicht entscheiden zu können. Sicher ist, dass die diesen Horizont bezeichnende Mischfauna beider Mediterranstufen in Galizien nicht vorgekommen ist. Vielleicht gehören Theile des Salzthons diesem Horizonte an.

Die Braunkohlen, welche zumeist in dem untersten Theile der ostgalizischen Marinablagerungen auftreten und vielfach in den letzteren selbst enthalten sind, scheinen keine, auch nur locale Unterbrechung der Meeresbedeckung anzudeuten. Das Vorkommen der Süsswasserconchylien mit solchen des Meeres in den Lignitflötzen kann ungezwungen durch Annahme der Einschwemmung mit den ja ebenfalls dem Lande entstammenden Hölzern erklärt werden.

Die herrschenden Facies der zweiten Mediterranstufe sind die Sandfacies und die Kalkfacies. Bemerkenswerth ist die Seltenheit und geringe Mächtigkeit thoniger Sedimente.

Dass jene beiden Ablagerungen sich als geologisch gleichzeitige Facies gegenüber stehen, geht abgesehen von ihrer Fauna, daraus hervor, dass sich auf weite Strecken heteropische Räume unterscheiden lassen, welche einerseits Sand und Sandstein, andererseits Kalkstein als unterste, häufig einzige Meeresablagerung aufweisen. So zeigen die von mir im Jahre 1879 aufgenommenen Blätter zwischen Glinna, Reichenbach, Bóbrka und Szolomya eine ausgedehnte Kalkregion, wo der Kalkstein als einziger Vertreter des Tertiärs ebenso unmittelbar auf der Kreide liegt, wie die Sandbildung zwischen Bóbrka und Przemyślany, dann in der weiteren östlichen Umgebung von Mikolajów und der westlichen von Rohatyn. Aehnliches zeigte sich bei den Aufnahmen des

---

[1]) *Mytilus fuscus M. Hoern.* Ich hatte durch die Gefälligkeit des Herrn Professors J. Niedzwiedzki Gelegenheit, mich in der Sammlung des Lemberger Polytechnikums von der Richtigkeit der Bestimmung zu überzeugen.

Jahres 1880, indem ungefähr östlich vom Meridian von Pieniaki die Kalkfacies, gegenüber der Sandfacies im Westen davon, herrschend wird. In den übrigen Gebieten ergab sich ein häufigerer horizontaler und verticaler Wechsel. Wo eine dieser beiden Facies über der anderen entwickelt ist, bildet weitaus in den meisten Fällen die Sandfacies die Unterlage.

Die vorhin angeführten Verhältnisse lassen uns erkennen, dass die physikalischen Bedingungen, welche in der Facies ihren Ausdruck finden, an den meisten Stellen lange Zeit angedauert haben. Im nordöstlichen Theile des Plateaus, wo in der zweiten Mediterranstufe die Kalkfacies herrscht, ist der Eintritt der sarmatischen Zeit mit einem Gesteinswechsel verbunden, indem die Absätze der letzteren mit Sandbildungen beginnen.

Von historischem Interesse ist, dass Eichwald schon im Jahre 1830 die Gleichalterigkeit faciell verschiedener Tertiärabsätze betonte.[1])

Wiederholt überwog im Verlaufe der miocänen Meeresbedeckung Ostgaliziens die Verdunstung über den Ersatz an Wasser. Zeuge dessen sind die Salzabsätze, ferner die Gypsablagerungen, welche sowohl an der Basis des Schichtencomplexes, als nahe der Grenze der mediterranen und der sarmatischen Bildungen auftreten, weiter die Ervilien- und die Scissus-Schichten, welche so häufig die Gypslager begleiten, jedoch auch unabhängig von ihnen auftreten. Der Schluss ist, wie erörtert, berechtigt, dass wir es in jenen Schichten mit der Fauna concentrirteren Wassers zu thun haben.

Noch bleibt zu erwägen, ob die mikrokrystallinischen Kalksteine, welche wir in grosser Beständigkeit als Begleitung des Gypses wahrnehmen, nicht ein chemischer Niederschlag aus dem Meere seien. Nach den Versuchen Usiglio's[2]) über die Absatzfolge aus verdunstendem Mittelmeerwasser ist der erste Absatz nach Spuren von Eisenoxyd kohlensaurer Kalk, darauf folgt Gyps. Ein seltsames Analogon zu dem Vorkommen der Hangendgypse in den Salzlagern wäre der Umstand, dass die krystallinischen Kalksteine ausser im Liegenden auch häufig im Hangenden der Gypslager auftreten.

In Bezug auf die Fauna der podolischen Mediterranschichten zeigen sich noch einige Eigenthümlichkeiten. Abgesehen von dem Auftreten so vieler fremdartiger Elemente in der colonienhaften Pectenfauna der Scissus-Schichten ist zu bemerken, dass in den Schichten der zweiten Mediterranstufe Galiziens sich weit mehr Formen oder mehr Verwandte der Formen finden, welche sonst zur Fauna der sarmatischen Stufe gehören, als im Westen. Hieher rechne ich Folgende:

Rissoa inflata Andrzj.
Solen cf. subfragilis Eichw.
Ervilia Podolica Eichw. (nach Reuss).
Donax lucida Eichw. (nach Stur, von Letocha bestimmt).
Cardium Holubicense Hilb.

---

[1]) S. Literaturverzeichniss pag. 199.
[2]) Ann. de chim. et de phys. (3) T. XXVII, pag. 1679.

Cardium praeplicatum Hilb.
Modiola cf. marginata Eichw.[1])

Sie alle gehören zu den seltenen Vorkommnissen.

Nur im östlichsten Theile des Landes können wir die Spuren jenes relativ raschen Wechsels der Meeresbewohner wahrnehmen, welcher mit dem Schlusse der zweiten Mediterranzeit eingetreten ist. Hier liegen die Ablagerungen der sarmatischen Stufe häufig in tieferem (Höhen-) Niveau, als die Mediterranbildungen in dem westlich angrenzenden Theile Ostgaliziens, und nirgends erreichen die ersteren Absätze im Osten das Maximum der absoluten Höhe der letzteren im Westen.

Bemerkenswerth erscheint die so häufige und, wenn vorhanden, durchgängige Einhüllung der Quarzkörner der sarmatischen Sande und Sandsteine durch eine Kruste kohlensauren Kalkes. Sind wir berechtigt, aus dieser Thatsache auf einen chemischen Kalkniederschlag aus dem Meere, welcher nach dem früher Gesagten das erste Anzeichen der Concentrirung desselben ist, zu schliessen? Gewiss würde dadurch die Analogie der sarmatischen Fauna mit jener der Bitterseen auf Sues und gewissen Begleitschichten des podolischen Gypses ihre beste Erklärung finden.

Das Auftreten einer so erheblichen Anzahl sarmatischer Arten in den Mediterranschichten darf nicht allzusehr überraschen. Wenn wir die Ansicht Suess', dass die specifischen Elemente der sarmatischen Fauna aus dem Osten eingewandert sind, acceptiren, müssen wir ihr dortiges Vorkommen schon in tieferen Schichten voraussetzen.

Auffällig ist das Fortleben einer grösseren Anzahl von mediterranen Arten im Sarmatischen, als dies von anderen Gegenden bekannt geworden.

Von Interesse sind ferner die Vergleiche der Mächtigkeiten einzelner Ablagerungen. Der Kreidemergel, welcher stellenweise im Plateau selbst über 150 Meter mächtig wird, wurde bei Lemberg, jedenfalls in der Tiefebene, nach Alth bei der versuchten Anlage eines artesischen Brunnens in 130 Meter („63 Klafter") Tiefe noch nicht durchsunken. Unter den Mediterranbildungen erreicht der Sandstein die grösste Mächtigkeit mit nahe 200 Meter. Das betreffende Vorkommen (Kamula bei Romanow) stellt zugleich und zwar in isopischer Entwicklung die grösste Gesammtmächtigkeit der mediterranen Bildungen dar. Höchst merkwürdig ist der Umstand, dass in äussersten Osten des Landes die mediterranen und sarmatischen Schichten zusammengenommen hinter dieser Mächtigkeit weit zurückbleiben. Zu Podkamien, dem höchsten mir bekannten Vorkommen sarmatischer Schichten in Ostgalizien, beträgt der Niveauunterschied zwischen ihrer oberen Grenze und der Kreide 110 Meter, von welchen wenigstens 50 auf die Mächtigkeit der sarmatischen Schichten, höchstens 60 auf die der mediterranen Ablagerungen entfallen.

Die nachträglichen Veränderungen, von welchen die gebildeten Meeresabsätze betroffen wurden, verursachen das Gepräge der Landschaft.

[1]) Die in der Literatur gemachten Angaben des Vorkommens von *Cerithium disiunctum Sow.* und *Cardium obsoletum Eichw.* in den Mediterransanden beruhen auf irrigen Bestimmungen.

Die grosse Faltenbewegung der Erdrinde, welche das Karpathengebirge erzeugte, ergriff auch die mediterranen Bildungen an ihrem Nordrande, den Salzthon. Ich verhehle mir nicht, dass die Richtigkeit oder Unrichtigkeit der über die Stellung des Salzthons ausgesprochenen Ansicht auch insoferne von Bedeutung ist, als mit der ersteren die Fortdauer der karpathischen Faltung bis in die Zeit der zweiten Mediterranstufe erwiesen wäre. Keineswegs aber kann aus der Ungestörtheit der podolischen Tertiärbildungen auf ein geringeres Alter derselben geschlossen werden, wie es geschehen ist; denn die Gebirgsfaltung ist localer Natur und auch der podolische Kreidemergel zeigt keinerlei Anzeichen einer Theilnahme an der Bewegung.

Ob die sarmatischen Schichten, welche nach den Karten so vielfach über den Salzthonen liegen, ungestört geblieben sind, darüber habe ich in der Literatur keine Bemerkung gefunden.

Nur an einer Stelle zeigte sich auf dem podolischen Plateau eine in weiterem Umkreise bemerkbare Schichtenstörung; Die Sandsteine des Kulathales im SW. von Przemyślany zeigen eine leichte Faltung, die Süsswasserkalke im Osten der Ortschaft sind stark gefaltet und gefältelt und die Sandsteine im Graben am Wege nach Borszów im Nordosten von Przemyślany zeigen einen bedeutenden Fallwinkel. Noch localere Störungen finden sich bei Stanislau, von wo Lenz ein unter 45° erfolgendes nordöstliches Fallen des Gypses angibt und zu Podkamien bei Brody, wo die sarmatischen Schichten gestört sind.

Zwischen die Miocänzeit und die Bildung des Glacialdiluviums fällt ein Ereigniss von grosser Bedeutung für die heutige Configuration des Landes, die Entstehung der Grundform des podolischen Plateaus.

Am Nordrande der podolischen Platte brechen die Kreideschichten und die aufruhenden Tertiärablagerungen plötzlich ab. Ihre Schichtenköpfe bilden den podolischen Steilrand gegen die Tiefebene. Nirgends finden wir in den letzteren tertiäre Meeresabsätze. Die in der Literatur vorkommende Annahme, dass der heutige podolische Nord-Steilrand zugleich das Nordufer des Meeres gewesen sei, braucht wohl nicht eingehend wiederlegt zu werden. Das Nichtfortsetzen der Tertiär-Schichten des Steilrandes in die Tiefebene ist wohl lediglich der Erosion zuzuschreiben. Die Spuren der letzteren können wir deutlich genug an dem Plateau selbst wahrnehmen.

Die Flussschotterabsätze, welche wir auf dem Plateau, zu Bukaczowce, Olesko etc. kennen gelernt haben, beweisen das einstmalige Vorhandensein von Thalböden auf der Höhe des Plateaus. Die über einander folgenden Terassen von Hryniów, welche sich an dem Plateauabfalle gegen die Tiefebene finden, sind vielleicht Spuren periodenweise sich vertiefender Flussläufe. Die Tiefebene selbst stellt nur einen dem Endziele der Denudation näher gekommenen Theil der Erdoberfläche dar. Nur einzelne Stücke des Plateau's nahe seinem Rande blieben erhalten; sie sind Beweise der vormaligen weiteren Erstreckung desselben; so die isolirten Tertiärhügel bei Slowita und Mitulin (im Westen von Zloczów) und die Kalksteinfelsen bei Żydaczów am Zusammenflusse des Dniesters mit dem Stryj.

Schon bevor die skandinavischen Gletscher die ostgalizische Tiefebene erfüllten, entstanden fluviatile Absätze in derselben. Die Gletscher

selbst überstiegen den eigentlichen Plateaurand nicht, aber überzogen die bis 368 Meter hoch gelegenen Theile des Lemberg-Tomaszower Rückens.

Erst nach den Gletscherbildungen folgt der athmosphärische Absatz des Lösses.

Ueber die Zeit der Entstehung der Thalsysteme des Plateaus und des Dniesterthales ist bis jetzt nur sicher, dass dieselbe zwischen die letzte Meeresbedeckung und die Lössbildung fällt. Der Löss findet sich sowohl über den Glacialabsätzen der Tiefebene, als auf der Höhe des Plateaus und in den in dasselbe eingerissenen und den dasselbe begrenzenden Thälern.

Die Entwässerung des podolischen Plateau's findet hauptsächlich in ostsüdöstlicher Richtung statt. Diese Thatsache stimmt mit der Oberflächenneigung des Plateau's überein. Die höchsten Erhebungen desselben liegen in den nordwestlichen Plateautheilen, und von dort senkt sich die Oberfläche gegen Osten, gegen Südosten und gegen Süden allmählig hinab.

Mit dieser Oberflächenneigung scheint mir eine merkwürdige Thatsache im Zusammenhange zu stehen, welche zuerst von Łomnicki erwähnt, dann von Tietze beschrieben und erklärt, ferner von mir und Uhlig bestätigt wurde. Es ist eine sonderbare Asymetrie der Thalwandungen in den annähernd meridionalen Seitenthälern.

Łomnicki[1]): „Als eine Eigenthümlichkeit in der Configuration der Thäler, die mit der Lehmbildung im innigsten Zusammenhange steht, ist der Umstand hervorzuheben, dass die vom linken Ufer sämmtlicher Flüsse und Bäche ansteigenden Gehänge überwiegend steil abfallen, dagegen vom rechten Ufer an gewöhnlich sehr sanft gegen das Plateau sich erheben und hier eben die Lössbildungen am mächtigsten entwickelt erscheinen."

Tietze[2]): „Schliesslich wurde ein ganz eigenthümliches Verhältniss hervorgehoben, welches bezüglich des einseitigen Vorkommens des Löss in einigen Thälern des Gebietes constatirt werden konnte. Bei mehreren annähernd nordsüdlich verlaufenden Thälern, deren umgebende Hügel in ihrem Kern aus tertiären oder cretacischen Bildungen bestehen, findet sich eine Lössbekleidung dieser älteren Bildungen ausschliesslich oder vornehmlich auf einer, und zwar stets auf derselben, auf der westlichen Thalseite. Dieses Verhältniss steht, wie hinzugefügt werden darf, mit etwaigen Höhendifferenzen der respectiven beiden Thalseiten nicht im Zusammenhange, wenngleich die lössfreie Thalseite manchmal ein wenig steilere Gehänge zeigt, als die durch Lössbekleidung nivellirte. Welche Ursachen wir immer für eine derartige Vertheilung des Löss voraussetzen wollen, mit der Annahme eines Absatzes des Löss aus Wasser scheint dem Vortragenden diese Vertheilung unvereinbar. Dagegen dürfte die Vermuthung discutirbar sein, dass wir unter Voraussetzung des atmosphärischen Ursprungs des Löss hier Belege für die vorherrschenden Windrichtungen zur Zeit der Lössablagerung in Galizien vor uns haben, und zwar für westliche Windrichtungen. Der aus der Atmosphäre abgesetzte Lössstaub würde

---

[1]) Jahrb. der geol. R.-A. 1880, pag. 592.
[2]) Verh. der geol. R.-A. 1881, pag. 39.

sich bei vorherrschenden Westwinden auf der Leeseite der nordsüdlich verlaufenden Hügelreihen, das ist auf der Ostseite derselben, niedergeschlagen haben. Die Ostseite einer derartigen Hügelreihe ist aber die Westseite der entsprechenden ostwärts davon gelegenen Thäler".

Hilber[1]): „Die Steilränder der meridional gerichteten Flüsse sind vorwiegend auf der Ostseite entwickelt. Der Steilrand zeigt ältere Schichten, das Flachufer Löss".

Uhlig[2]): „Die Kreide ist nur an wenigen Stellen aufgeschlossen und zwar in . . . . . oder an den östlichen Thalgehängen, welche sich den westlichen gegenüber stets durch grössere Steilheit auszeichnen. Dies ist namentlich in sehr deutlicher Weise an den Ufern des Bugflusses von Krystynopol und Benducha nördlich bis an die russische Grenze zu bemerken, wo das steile vom Flusse benagte Ostufer ausgedehnte Senonaufschlüsse zeigt, während auf der Westseite zwei durchaus aus Löss bestehende Wagrame vorhanden sind, von denen namentlich der ältere, weiter westlich gelegene, ein flaches Ansteigen besitzt".[3])

Neuere aus meinen Aufnahmsblättern abgeleitete Studien dieses Phänomens haben mich zu folgenden Ergebnissen über das Thatsächliche desselben geführt:

Sehr viele nicht den Breitegraden gleichlaufende Thäler des podolischen Plateau's, gleichviel ob ihre Richtung eine nördliche oder südliche ist, besitzen an der Ostseite einen Steilrand, an der Westseite eine flachgeböschte Thalwandung, während ein westlicher Steilrand gar nicht oder ausserordentlich selten vorkommt. Auf der topographischen Karte tritt dieses Verhältniss sehr deutlich hervor. Die Isohypsen folgen auf der Darstellung der östlichen Thalwand in geringer, auf der westlichen in viel grösserer Entfernung aufeinander, die Wasserscheide liegt auf der Ostseite (in der Kartenprojection und der Natur) näher, auf der Westseite entfernter von der Mitte der Thalsohle. Zugleich bemerkt man, dass die Zuflüsse zu den in Rede stehenden Thälern weitaus vorwiegend von der Westseite kommen. Das Niveau der westlichen Wasserscheide ist in den von mir beobachteten Fällen in der Mehrzahl der Fälle höher, als das der östlichen.

Die geologische Untersuchung ergibt, dass der Steilrand meist die vordiluvialen Schichten (Kreide, Tertiär) entblösst, die flache Böschung dagegen oberflächlich aus Löss besteht. Ich habe früher (p. 252 u. 277) ähnliche Fälle aufgezählt. Unter diese gehören auch die von den Herren Łomnicki und Tietze beobachteten. Aus den Aufnahmsblättern des Jahres 1879 kann ich einige abweichende Fälle entnehmen:

Kartenblatt 7, XXX. (Mikolzajów und Bóbrka). Oestliche Steilränder. Thal Nagórzany S. O : Thalrichtung N.-S. (die Thalrichtung biegt weiterhin unter rechtem Winkel nach Westen um, womit die einseitige Steilrandentwicklung aufhört.) Zuflüsse von W. Beidseitig Kreidemergel.

---

[1]) Verh. der geol. R.-A. 1881, pag. 97.

[2]) Verh. der geol. R.-A. 1881, pag. 252.

[3]) Die völlige Identität dieses in der Tiefebene liegenden Vorkommens scheint mir nicht sicher. Die Darstellung macht die Annahme der Entstehung durch directe Annagung wahrscheinlich.

Thal Staresioło N.-W.: Thalrichtung N.W.-S.O. Zuflüsse von W. Beidseitig Löss.

Partien zweier Thäler zu Wybranówka einerseits und zu Kolohóry (Mühlbach W.) andererseits: Thalrichtungen N.-S. Beidseitig Löss.

Das Gemeinsame der Erscheinung in diesen und den früher erwähnten Fällen, in welchen einseitig Löss liegt, besteht darin, dass eine einseitige Steilrandentwicklung auf der Ostseite der Thäler statt hat; darin müssen wir demnach das Wesen der Erscheinung erblicken. Die Erklärung muss das einseitige Entstehen der Steilränder auch in denjenigen Fällen berücksichtigen, in welchen die geologische Natur beider Böschungen die gleiche ist.

Ich glaube, folgende Erklärung versuchen zu dürfen:

Wie wir gesehen haben, besteht gegenwärtig eine ostsüdöstliche Neigung des Plateaus. Die grössere Mächtigkeit der Tertiärablagerungen in den westlichen Plateautheilen und ihre bedeutendere Höhe gegenüber den östlichen (das Kreidegrundgebirge aber erreicht im Osten des Plateaus eine grössere Höhe, als im Westen), die erwähnte Thatsache, dass die mediterranen Schichten des Westens in grössere Höhen ragen, als selbst die sarmatischen Schichten des Ostens lässt eine primäre östlich gerichtete Abdachung der Sedimente voraussetzen. Das Verhalten des Grundgebirges spricht zugleich gegen die Annahme der Entstehung dieser Abdachung durch Senkung oder Hebung. Quer auf das gebildete Dniesterthal entstanden durch Rückwärtseinschneiden von der den Dniester nördlich begrenzenden Thalwand aus[1]) die annähernd meridional (meist ganz wenig gegen OSO.) gerichteten Plateauzuflüsse, (welche die geschilderte Asymetrie der Böschungen zeigen). Vermöge der quer über diese Zuflüsse (nach OSO.) hinlaufenden Abdachung des Plateaus erhielten diese Zuflüsse hauptsächlich von Westen her ihr Wasser, wie dies noch gegenwärtig der Fall ist. Diese Zuflüsse letzter Ordnung nun sind es, welche nach meiner Meinung die Ursache des in Besprechung befindlichen Phänomens bilden. Sie denudirten erstens die westlichen Gehänge und drängen zweitens, namentlich zur Zeit heftigen Abflusses, an das östliche Thalgehänge an, unterwaschen dasselbe und tragen zur Bildung des Steilrandes bei. Schon von vorne herein ist vermöge der Plateauneigung die Wasserscheide nahe an der Ostseite jedes Thales gelegen.

Ganz das Gleiche gilt für die Plateaugewässer nördlich der Wasserscheide, welche nach Norden abfliessen. Hier ging die Thalbildung vom Plateaurande aus.

Dass nicht immer jede westliche Wasserscheide höher ist, als alle weiter östlich befindlichen, kann durch Annahme ungleicher Denudation nach der Bildung der Thäler erklärt werden.

Nach der gegebenen Erklärung muss die Asymetrie als von der ersten Thalanlage abhängig sich auch unter dem Löss aussprechen. Diese Erscheinung kann man in der Schlucht östlich vom Meierhof Leworda zwischen Fuina und Walddorf bei Magierów durch das stellenweise Sichtbarwerden der Tertiärsedimente unter der Lössbedeckung an der Westseite eines asymetrisch geböschten Thales beobachten. Die

[1]) Aus dieser Entstehungsart geht hervor, warum diese Zuflüsse nicht der Plateauabdachung folgen.

einseitige Lössanhäufung scheint mir in der für den Lössabsatz zu grossen Steilheit der östlichen Gehänge zu liegen, in ähnlicher Weise, wie ich die Steilheit für die Ursache halte, dass der Plateauabsturz, nach welcher Seite immer er verläuft, meist lössfrei ist.

Gegen die von Herrn Dr. Tietze allerdings nur als Vermuthung geäusserte Erklärung[1]) möchte ich noch geltend machen, dass auch am östlichen Gehänge oder an dessen Fusse immer noch eine geschütztere Stelle für den atmosphärischen Niederschlag des Lösses gewesen wäre, als auf der Plateauhöhe, wo der Löss häufig unmittelbar über dem lössfreien Steilrand des Thales wieder beginnt.

Die heutige Reliefform der podolischen Platte ist wesentlich von der Erosion bedingt. Die Cañonform der Thäler ist vielleicht nicht zum geringsten Theile durch die Neigung des verticalen Abklüftens der Lössmassen verursacht, welches die Art der Thal-Erosion auch in den tiefer liegenden Schichten beeinflusst. Die selbstständige Denudationsform der einzelnen Schichten tritt trotzdem an vielen Stellen zu Tage, doch in zu wenig ausgedehnter Weise, um den Gesammtcharakter zu stören; der Kreidemergel verräth sich durch ziemlich steile, oben kuppig gewölbte Formen, welche viele Aehnlichkeit mit den Kuppen der Lithothamnienkalksteine zeigen. Schroffer steigen die spitzen Gipfel der nicht von Löss bedeckten Sandsteine empor und in zum Theil nackten Graten erheben sich die harten sarmatischen Kalksteine nahe der Ostgrenze des Landes über die Plateaufläche. Der Löss bildet, wo er nicht unterwaschen wird, sanft gewölbte Formen, anderenfalls die bezeichnenden senkrechten Wände.

Die gegenwärtig auf das Plateau wirkenden Einflüsse streben der gänzlichen Abtragung desselben zu. Die grossen Thäler der dem Plateau entströmenden Flüsse stellen ebenso viele Verlängerungen der Tiefebene dar, welche ihren Umfang immer mehr auf Kosten des ersteren erweitert. Der Lemberg-Tomaszower Rücken und seine zahlreichen Zweige sind als Relicte der einstmals viel ausgedehnteren Plateaumassen zu betrachten.[2])

---

[1]) In einer für meine Studien nicht mehr verwerthbar gewesenen, weil während des Druckes dieser Abhandlung erschienenen Arbeit desselben Autors, „Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Lemberg", Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1882, 1. Heft, ist die beregte Erklärung weiter ausgeführt und durch zahlreiche von ausserordentlicher Literaturkenntniss zeugende Analogien gestützt.

[2]) Ein Theil der Ergebnisse meiner Studien in Ostgalizien erscheint gleichzeitig unter dem Titel „Neue und wenig bekannte Conchylien aus dem ostgalizischen Miocän" mit 4 Tafeln, in den Abhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt.

Inhalt.

Neptunisch oder Plutonisch?

Studie von Ed. Reyer.

I. Beschaffenheit der Lava-Gänge.

Schon in frühen Zeiten erkannte man, dass die feuerflüssigen, von den Vulkanen geförderten Massen oft glasig erstarren und dies wurde als sicheres Merkmal der vulkanischen Genesis betrachtet. Ferber hebt aber treffend hervor, dass glasartige Steine nicht blos mit Laven in Verbindung vorkommen, sondern dass man ähnliche glasige Substanzen auch in den Sedimenten finde (Feuersteine der Scaglia[1]). Die glasige Beschaffenheit war also nicht beweisend; doch erkannte man bald, dass allerdings gewisse räumliche und chemische Beziehungen der Gläser zu den Laven ein untrügliches Merkmal für die pyrogene Entstehung der letzteren abgeben. Die bezüglichen Gläser stimmen nämlich chemisch mit den zugehörigen Laven überein und treten gemeiniglich als deren Kruste (Schlackenkruste) auf.

Die Neptunisten liessen dies Argument fallen, behaupteten aber im Gegensatze, die sogenannten plutonischen Gesteine, welche keine Schlackenkruste aufweisen, sondern durchaus krystallin sind, könnten unmöglich glutflüssig gewesen sein. In der Folge wurde durch Beobachtung und Versuch die Nichtigkeit dieses Gegenschlusses dargethan. Man lernte, dass auch im Feuer krystalline Massen entstehen (Réaumur's Porzellan) und liess den besagten Einwand fallen.

Als ein zweiter Beweis für die Art der Genesis galt seit jeher das gangartige Auftreten der Gesteine. Aber die Thatsache, dass dies Argument sowohl von den Neptunisten, wie von den Plutonisten zu Gunsten ihrer Hypothese vorgebracht wurde, zeigte zur Genüge die Werthlosigkeit dieser Begründung. Wir wollen die Streitfrage etwas verfolgen.

Bereits im 16. Jahrhunderte hatten die deutschen Bergleute (Mathesius) festgestellt, dass gewisse Erzgänge durch sickernde Lösungen gebildet werden, in anderen Fällen dachte man an jene Schmelz- und Sublimations-Processe, welche die Alchymisten studierten. Im 18. Jahrhunderte standen sich beide Anschauungen feindlich gegenüber. Jede

[1]) Ferber: Briefe aus Wälschland 1773, pag. 63.

Partei brachte gute Thatsachen und Begründungen vor, beide aber irrten, indem sie die gegnerischen Anschauungen schlechtweg verwarfen.

Wie die Neptunisten über die Mineralbildung dachten, ersieht man u. a. aus der folgenden trefflichen Betrachtung Trebra's [1]). Der Autor betont, wie das Wasser, jener gewaltige Gegner des Bergmannes, in den Tiefen der Erde herrscht und wirkt. Was — frägt er — wird der Bergmann, der in dem sickernden träufelnden Nass arbeitet, dem Geologen wohl antworten, wenn dieser ihn versichert, all' diese Gänge seien durch das Feuer entstanden? Trebra wendet sich von dieser absurden Behauptung der Gegner ab und führt im Sinne der neptunistischen Bergmanns-Schule aus, wie das Wasser durch die Hitze der Erdtiefe erwärmt, Dünste und Gährungen erzeuge und Mineralien in den Gängen bilde [2]).

Derart waren die Anschauungen der deutschen Schule. Sie waren wohlbegründet; man fehlte nur, indem man sie in unberechtigter Weise generalisirte. Saussure beging diesen Fehler. Er betont, dass die Granite der Alpen ebenso wie die Schiefer aus steil gestellten Schichten bestehen (Bankung), er sieht auch den Granit in dünnen Lagen, Adern und Gängen in den Schiefern auftreten. Da dieselben Merkmale sich auch bei den Kalk- und Quarzgesteinen finden, betrachtet Saussure den Granit als ein sedimentäres Gestein. [3])

Die Plutonisten anderseits kümmerten sich nicht im geringsten um diese Anschauungen. Sie behaupteten: Die Lava tritt in Gängen auf, der Granit kommt auch in Gängen vor, also muss der Granit so entstanden sein wie die Lava. Strange hatte diesen Schluss zuerst gezogen [4]) und Hutton verkündete gleichfalls, gestützt auf den Fund eines Granitganges, die plutonische Entstehung des Granites. Der Scheinbeweis wurde seinerzeit und wird noch heute von den unkritischen, aber gutgläubigen Vulkanisten als voll angenommen. In der That aber gibt das gangförmige Auftreten, wie erwähnt, gar keinen Aufschluss über die Genesis. Hutton hatte nur zufällig Recht; erwiesen war seine Anschauung nicht. Er war ein grosser und glücklicher Dogmatiker, aber kein beweisfester Forscher.

Der grelle Gegensatz der zwei besagten Schulen blieb lange bestehen. Einige Forscher waren aber doch auch besonnen genug, die gegnerischen Ansichten zu würdigen und die eigenen Anschauungen zu beschränken. Die gemässigten Vulkanisten gestanden es zu, dass die Neptunisten für die wässerige Entstehung gewisser Mineralien und Ganggesteine Beweise beibringen konnten. Man begnügte sich in der Folge, nur jene Gänge als eruptiv zu bezeichnen, welche Contact aufwiesen oder in deren Massen Fragmente des Nebengesteines eingeschlossen waren [5]).

Die erstere Thatsache bespreche ich im folgenden Capitel, von der zweiten aber behaupte ich, dass sie keinen Beweis für die eruptive

---

[1]) Ausser Trebra treten für den Neptunismus ein: Wallerius Bergmann, Werner, Delius, Pini, Delametherie u. a.

[2]) Trebra, Erf. aus dem Innern der Gebirge 1785, pag. 29, 38.

[3]) Saussure, Voyage 1776, S. 599.

[4]) Strange, Phil. Trans. 1775, pag. 5.

[5]) Playfair (Explic. pag. 226) bringt dieses Argument vor.

Natur eines Ganges liefert, indem man ja auch in entschieden hydatogenen Gängen solche „schwimmende“, rings von (wässerigen) Neubildungen umwallte Schollen des Nebengesteines antrifft.

Zum Schlusse erwähne ich, dass vielfach das beiderseitige Auskeilen der Gänge als Beweis gegen die eruptive Genesis angeführt wurde. Bedenkt man aber, dass in den Spalten Weitungen oft abwechseln mit Partien in welchen die gegenüberstehenden Wände aneinanderstossen, so ergibt sich allerdings die Möglichkeit, dass der Profilschnitt eines Eruptiv-Ganges ein beiderseitiges Auskeilen aufweist, während der Zusammenhang der Gangsubstanz in anderen Richtungen doch besteht. Diese Ueberlegung beseitigt den vorgeführten Einwand [1]).

Blicken wir nun zurück, so finden wir, dass nur die Beziehung der Gläser zu den Laven einen Beweis für die vulkanische Entstehung der Laven liefert; für die plutonische Natur der Granite findet man unter den vorgeführten Argumenten keinen vollen Beweis [2]).

II. Contact [3]).

Die Laven bewirken im Allgemeinen Frittung und Verglasung, während die Granite krystalline Umlagerung und Neubildung von Mineralien im Nebengestein erzeugen. Ueberdies findet man die Sedimente, welche über den Graniten lagern, zertrümmert. Beide Gesteine lösen sich von einander bald scharf ab, bald gehen sie ineinander über.

Die Frittung im Contacte mit Laven wurde bereits früher und mit Recht als Beweis für den feurigen Ursprung der Laven aufgefasst. Die Contactwirkungen der Granite liefern hingegen nach meiner Meinung keinen vollen Beweis ür die feurige Entstehung dieser Gesteine; denn mancher Kalkstein ist im Contacte mit entschieden sedimentären Gesteinen (Gneiss u. a.) ebenso geartet, wie jener Marmor, welcher an Granit stösst [4]). Die krystalline Umlagerung, die örtliche Zertrümmerung und gegenseitige Durchflechtung werden in ein und dem anderen Falle beobachtet; selbst stoffliche Wandlungen und Neubildung von Silicaten trifft man nicht selten hier wie dort. In der That dürften auch die genetischen Bedingungen in ein und dem anderen Falle nicht sehr abweichen. Feuchtigkeit und erhöhte Temperatur haben hier wie dort gewirkt. Der vorurtheilslose Beobachter wird also dem Schlusse aus dem Granit-Contact auf die Granitgenesis selten ein besonderes Gewicht beilegen.

III. Blasen, Fluctuation, Schlieren, Einschlüsse.

In den Laven trifft man häufig Blasen. Sie werden bedingt durch die Entbindung von Gasen während der Eruption. Meist

---

[1]) Ueber beiderseits auskeilenden Gänge und Gangtrümmer berichten u. a. Zobell u. Carnell in Karst. Arch. 1831, pag. 113. Vgl. Kjerulf, Geol. v. Norwegen übers. 1880.

[2]) Nur ausnahmsweise kann man von granitischen Gängen mit Sicherheit die eruptive Natur behaupten, wie im Capitel „Tektonische Gründe“ gezeigt werden wird.

[3]) S. meine Studie über Predazzo. Jb. geol. Reichsanst. Wien 1881, insbesonders das Capitel Canzocoli.

[4]) Vgl. Balzer: Beitr. geol. Karte d. Schweiz 1880, Liefeiung 20. (Ueber Contact im Gebiete des Aarhorn).

sind dieselben flachgedrückt und es entspricht die Lagerung dieser linsenförmigen Hohlräume allemal der Bewegung des Gesteinsbreies. In Strömen liegen die Blasenlinsen flach, in Gängen stehen sie senkrecht und überdies fällt in letzterem Falle die lange Axe des Hohlraumes mit dem Streichen des Ganges zusammen. Mitunter sind die Blasen mit Zersetzungsproducten des Gesteines (Zeolith, Calcit u. a.) erfüllt[1].

Aus Form und Anordnung dieser Blasen, beziehungsweise Mandeln schlossen die Vulkanisten auf die vulkanische (beziehungsweise plutonische) Entstehung der betreffenden Gang- oder Strommassen. Auch aus der stromigen Anordnung der Krystalle[2]) (Fluidal-Structur) erschloss man die eruptive Genesis.

In den meisten Fällen mag dies zutreffen, es ist aber wohl auch möglich, dass in kühlen Breimassen Blasen und Krystalle vorkommen; diese werden aber natürlich auch in der Richtung des Fliessens sich anordnen. Man denke an die Gänge von Sand, Schlamm, Gyps, Schiefer, Kalkstein und an die Schlammströme, welche den Eruptivmassen tektonisch gleichen mögen, die aber doch nicht als Laven gedeutet und bezeichnet werden dürfen.

Neuerlich betont Lehmann, dass Einschlüsse in Gängen einen Beweis für die eruptive Genesis liefern, wenn sie entweder gefrittet sind, oder nachweislich aus der Tiefe stammen[3]). Das erste Argument ist wie oben erwähnt, beweiskräftig, die zweite Erscheinung aber kann ebenso wie die eben vorgeführten Phänomene auch bei neptunischen Breimassen, welche durch Spalten aufsteigen, statthaben. Wir haben also wieder nur einen Beweis für die Laven, nicht aber für die Granite.

Als ferneres unterscheidendes Merkmal wird die Schichtung bezeichnet, welche nur bei Sedimenten vorkommen soll, während die Eruptivmassen homogen und massig sein sollen. Auch diese Merkmale sind unkräftig wie die folgende Ausführung zeigt: Wo ein schlieriger Eruptivteig empordringt, da stellen sich die blattförmigen Schlieren parallel den Gangflächen. Wenn die schlierige Masse sich horizontal als Strom ausbreitet, nehmen die Schlieren gleichfalls eine mit der Ergussbewegung harmonirende Form an, sie breiten sich blattförmig aus und erzeugen eine Art Schichtung. Beim folgenden Erstarren tritt in Folge der ungleichartigen Zusammenziehung der verschiedenen Schlieren eine bankförmige Klüftung ein. Hierdurch wird die Aehnlichkeit mit Sedimenten noch schlagender.

In den eruptiven Gängen tritt überdies in der Nähe des Salbandes eine andere Art der Molekulargruppirung auf, als in der Mitte des Ganges; auch werden diese Partien in Folge nachträglicher Metamorphose anders geartet, als die centralen Theile. Dies, vereint mit der Schlieren-Anordnung, bewirkt Erscheinungen, welche mitunter der symmetrischen (blattförmigen) Anordnung in wirklich hydatogenen Gängen gleichen.

---

[1]) Die Mandeln der sog. Mandelsteine (porösen Laven) wurden noch in den ersten Decennien unseres Jahrhundertes nicht als Secretionen, sondern fälschlich als Concretionen gedeutet. Viele Neptunisten brachten den Trugschluss vor: Kalkknoten kommen in vielen sog. Eruptivgesteinen vor. Der Kalk kann im Glutflusse nicht bestehen, folglich sind diese Gesteine nicht eruptiv.

[2]) Macculloch, Geology 1831, I, 208.

[3]) Lehmann: Zeitschr. d. D. geol. Gesell. 1878, pag. 548.

Anderseits gibt es Sedimente und hydatogene Gänge, welche sehr homogen und massig sind, in dieser Beziehung also den massigen Eruptivgesteinen gleichen.

Es ist mithin offenbar, dass auch diese Merkmale keinen sicheren Aufschluss über die Genesis geben.

Von grösserer Bedeutung ist die Art der (meist mikroskopischen) Einschlüsse in den Eruptivgesteinen: Glaseinschlüsse herrschen in den Laven, Flüssigkeitseinschlüsse in den Graniten. Die ersteren beweisen natürlich ebenso wie die glasige Kruste der Laven deren glutflüssige Entstehung. Flüssigkeits-Einschlüsse können aber natürlich auch in hydatogenen Massen vorkommen [1]). Die Neptunisten haben die Flüssigkeits-Einschlüsse der Quarze bekanntlich zu ihren Gunsten gedeutet, während Spallanzani, Menard, Faujas, Breislak und andere hervorheben, dass im plutonischen Wasser-Glutfluss auch Flüssigkeits-Einschlüsse bestehen können. Jedenfalls bietet das vorgeführte Argument keinen Beweis für die Genesis.

Ueberhaupt finden wir unter allen vorgeführten Anzeichen nur solche, welche die vulkanische Genesis der Laven erweisen, während die „plutonische" Entstehung der Granite durchaus hypothetisch bleibt.

IV. Tuffe.

Die Tuffe wurden schon seit den ältesten Zeiten von den Vulkanisten als Argument vorgeführt. Bei den Porphyren und Graniten tritt die Masse der Tuffe zurück. Ueberdies sind dieselben meist eingestreut in die gleichartigen Gebilde des Meeresbodens, sie mischen sich und wechsellagern mit ihnen. Durch Metamorphismus haben sie fast immer ihren ursprünglich losen Charakter verloren, sie sind oft nicht blos cementirt, sondern durch krystalline Umlagerung so tief umgewandelt, dass sie eher einem massigen Eruptivgestein, als einem Tuff gleichen. Es ist also durch dies Merkmal nur die Natur der vulkanischen Gesteine gekennzeichnet, während das Argument nur selten für die Erkennung der Granit-Genesis massgebend wird.

V. Mineral-Genesis.

Weitere Argumente suchte man in der erfahrungsmässig feurigen, beziehungsweise wässerigen Entstehung gewisser Minerale. Die Neptunisten behaupteten, da die Eruptivgesteine, in unseren Oefen geschmolzen, nie wieder mit ihrem alten Charakter erstarrten, könnten sie auch in der Natur nicht in dieser Weise entstanden sein. Dagegen wurde gezeigt, dass Augit, Olivin und andere Mineralien allerdings in den Ofenschlacken sich bilden, dass man sie auch durch Zusammenschmelzen der Bestandtheile erzeugen könne [2]).

---

[1]) In solchen Massen können auch, wenn sie unter bedeutendem Drucke gebildet wurden, Einschlüsse von flüssiger Kohlensäure vorkommen. (Einschlüsse im Quarz der Schiefer.)

[2]) Hausmann: Ueber Bildungen bei hütt. Proz. Göttinger gelehrter Anzeiger 1816 f. Mitscherlich: Abh. Akad. Berlin 1823, pag. 25; Berthier: Ann. Chim. 1823. Vgl. die Literatur in C. Fuchs: Künstl. Minerale 1870 und Schott: Schmelzverbindungen 1831.

Ferner wurde nachgewiesen, wie Lösungsmittel die Krystallisation gewisser Stoffe ermöglichen. Ebelmen löst Silicate in Substanzen, welche bei hoher Temperatur langsam verdampfen[1]. Forchhammer verwendet Chlornatrium als Fluss- und Lösungsmittel[2]. Endlich wurde wiederholt[3] gezeigt, dass wir in unseren Oefen eben die Art des Glutflusses, welchen die Natur anwendet, nicht erzeugen können. Natürlich konnten in der trockenen Ofenglut viele der Mineralien, welche in der natürlichen feuchten Glut entstanden, nicht gebildet werden.

Als man in der Folge im Laboratorium die feuchte Glut anwendete, kam man auch den Erzeugnissen des natürlichen Glutflusses näher. Schafhäutl hat durch den Versuch zuerst gezeigt, wie energisch Wasser unter hohem Drucke und bei hoher Temperatur wirkt. Er löste Kieselsäure im papinianischen Topf. Morlot verwandelte unter derartigen Verhältnissen Kalkstein in Dolomit. Senarmont stellte auf gleiche Weise viele Mineralien dar[4]. Der Quarz und andere Mineralien bildeten sich in Daubrée's feuchtglühender geschlossener Röhre.

So war festgestellt, dass die molekulare Umlagerung durch die Gegenwart von durchtränkenden Liquiden wesentlich begünstigt wird.

Eine andere Serie von Versuchen aber zeigte, dass unter übrigens günstigen Erstarrungs-Bedingungen eine krystalline Lagerung auch platzgreift, wenn die besagten Beförderer der Umlagerung nicht mithelfen. Schon im vorigen Jahrhunderte hatte Réaumur gezeigt, dass die Gläser nur dann ihren eigenthümlichen Charakter erhalten wenn der Uebergang vom flüssigen in den festen Zustand rasch erfolgt. Kühlen die Massen hingegen langsam ab, so bilden sich Krystalle. Es genügt sogar, die glasige Masse längere Zeit in einer hohen Temperatur zu erhalten, um derartige Umlagerungen im festen Körper herbeizuführen. Das Glas wird dann mit der Zeit trüb und endlich durch und durch krystallin. Neuerlich haben Fouqué und Lévy verschiedene Mineralpulver oder entsprechende Mischungen der Oxyde geschmolzen und dann lange im Zustande der beginnenden Erstarrung erhalten; immer bildeten sich unter diesen Umständen in der teigigen Schmelze Krystalle. So gelang es, die verschiedenen Feldspathe Nephelin und Leucit herzustellen. Mithin war experimentell dargethan, was schon vordem jeder Lavastrom deutlich ausgesprochen hatte, dass all' diese Mineralien in der That aus der glühenden Schmelze sich ausscheiden können.

Andererseits hatte man aber auch erkannt, dass die Möglichkeit, ein Mineral bei hoher Temperatur herzustellen, durchaus kein absoluter Beweis für die vulkanische (beziehungsweise plutonische) Genesis aller derartigen Gebilde sei. Diese Erkenntniss verdankt man begreiflicherweise vorwiegend den Bemühungen der Neptunisten, welche zeigten, dass fast alle natürlichen Mineralien in gewissen Fällen aus wässerigen

---

[1]) Ebelmen Ann. Chem. 1821 f.
[2]) Forchhammer: Ann. Chim. u. Pharmacie 1854.
[3]) Spallanzani: Viaggi 1794, Cap. 20.
[4]) Schafhäutl: München. Gel. Anzeiger 1845. Morlot, in Haidinger's naturwiss. Abh. 1847. Senarmont: Ann. Chim. 1849.

Lösungen abgeschieden werden und dass man auch experimentell viele derselben in solcher Weise darstellen kann [1]).

So gelangen wir zu der Erkenntniss, dass die Frage nach der Genesis der Gesteine durch das Vorkommen der Mineralien nicht aufgehellt wird, weil diese eben meist nicht nur in einer, sondern in verschiedener Weise entstehen können [2]).

VI. Hydatogener Granit.

Wir haben bisher für die plutonische Entstehung des Granites keinen vollen Beweis vorbringen können. Wohl aber kann man von gewissen Graniten mit Sicherheit ihre wässerige Entstehung behaupten [3]).

Die charakteristischen Merkmale dieser von Rath, Hunt [4]) und Credner untersuchten Gebilde sind nach Credner die folgenden:

1. Ein bestimmter Zusammenhang der betreffenden Granite (Gänge) mit der chemischen Beschaffenheit der Wandgesteine.
2. Symmetrische Ausscheidung parallel den Gangwänden. Die frei ausgebildeten Gangflächen der Krystalle schauen gegen das Gangcentrum.
3. Anschmiegung der Granitmasse an Verwitterungsformen des Nebengesteines.
4. Anschiessen der Krystalle an den Wänden des Nebengesteines [5]).

Die Gründe 1 und 3 bilden in der That einen vollen Beweis, während die unter 2 und 4 angeführten Erscheinungen allerdings auch an entschieden pyrogenen Gesteinen beobachtet werden.

VII. Eruptive Sedimente.

Nicht selten trifft man hydatogene Gesteine in Formen, welche den eruptiven gleichen. Schlamm, Thon, Mergel, Schiefer, Kalk, ja krystalline, metamorphe Gesteine wie Marmor und Gneiss treten gangförmig auf, sie dringen in benachbarte Gesteine ein und bilden mit diesen wirr durchknetete Breccien u. s. f. [6])

Einige Autoren haben von diesen Erscheinungen ausgehend, gefolgert, dass auch diese Gesteine mitunter nach Art der Laven gefördert werden.

---

[1]) S. die Literatur in Naumann: Geognosie 1850 I, S. 783, 745 f. Zirkel Petrogr. I. 162. Boué: Sitzber. Akad. Wien 1865. C. Fuchs: künstl. dargest. Mineralien.

[2]) Schon Leibniz (Protogäa ed. Scheid pag. 63) hob hervor, dass viele Dinge sich nicht bloss durch Wasser, sondern auch durch Feuer lösen lassen. Aus den flüssigen Dingen oder auch aus dem Rauch sammelte sich das Feste und werde durch die geometrische Kraft der Natur figurirt.

[3]) Vgl. Naumann: Geogn. 1850 II, 253, 261. Zirkel: Petrogr. II, 345 f. Ich übergehe die negativen Merkmale, welche die Neptunisten vorgebracht haben (Mangel der Frittung und Verglasung etc.).

[4]) Hunt: Geol. of Canada 1863, 476, 644. Americ. J. 1871, I. 182; 1872 III, 115. Rath Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1870, pag. 644 f.

[5]) Credner: Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1875, 134, 152, 218.

[6]) Vgl. die Literatur in meiner Studie über Bewegung im Festen Jb. geol. Reichsanst. 1881 und die reichen Studien von Balzer.

Andere haben sich begnügt, die Aehnlichkeit der Erscheinung zu betonen, ohne sich über die Genesis auszusprechen. Ich glaube, dass die Entstehung derartiger Gebilde in zweierlei Weise gedacht werden kann. Erstens mögen die Massen wirklich schlammig gewesen sein und in Folge hohen Druckes in Klüfte der an- und überlagernden festen Gesteine gepresst worden sein; zweitens können sie in Folge lang dauernden Druckes sich allmählich plastisch umgeformt und den äusseren Verhältnissen angepasst haben.

Die Aehnlichkeit mit gewissen Formen der Eruptivmassen ist schlagend; doch verdient hervorgehoben zu werden, dass fast nur intrusive Formen vorkommen, während eruptive Formen selten sind.

Nur Schlamm kann nachweislich auf Spalten empordringen und dann als Decke oder Strom sich ausbreiten gleich der Lava. Mergel, Schiefer, Kalk, Gneiss hat man aber immer nur intrusiv und nie in Form von Ergüssen angetroffen.[1])

Was die Temperatur betrifft, können wir wohl behaupten, dass in Folge der Umformung und mechanischen Bewegung eine nicht unbeträchtliche Wärmeentwicklung eintreten kann; für eine Erhitzung bis zum Glühen liegen aber keinerlei Beweise vor.

Es gibt also, wie wir sehen, allerdings neptunische Massen, welche die Eruptivformen nachahmen, doch erscheinen sie fast ausnahmslos nur intrusiv und scheinen auch nie jene hohen Temperaturen zu besitzen, welche den echten Eruptivmassen eigen sind.

VIII. Coexistenz.

Die Neptunisten des vorigen Jahrhundertes machten darauf aufmerksam, dass man in vielen „vermeintlichen“ Eruptivgesteinen Kalk und Zeolith-Einschlüsse trifft. Sie schlossen: Die besagten Mineralien können im Schmelzflusse neben den anderen Silicaten nicht bestehen also auch nicht entstehen[2]). Die Vulkanisten zeigten dagegen, dass die Mandeln von Anfang überhaupt nicht bestanden, sondern nur ausgefüllte Blasen der Laven seien[3]).

Gewichtiger war der Einwand, dass man im Contact mit Granit Kalk trifft, welcher weder gebrannt, noch mit dem Granit zu einer basischen Schlacke zusammengeschmolzen ist.

Die erstere Thatsache erklärte Hutton durch die Annahme, dass der Druck eben das Entweichen der Kohlensäure verhindere[4]). Der andere Einwand aber wurde immer wieder mit Erfolg vorgebracht[5]).

[1]) Dies spricht dafür, dass der schlammige Zustand in grösseren Tiefen selten ist und dass die meisten Gesteine hart-plastisch sind, wenn sie von der Gebirgsbildung bewältigt werden.

[2]) Bergmann, Werner, Saussure, Dolomieu u. a. betonen derartige scheinbare Widersprüche. Vgl. Kirwan: Geol. Essays 1799, pag. 458; Mackensic: Travels in Jceland 1811.

[3]) Spallanzani: Viaggi: Macculoch: Geol. 1831, I. 186.

[4]) Hall bewies dies experimentell. Vergl. Berzelius: H. Mineral. 1840, pag. 86.

[5]) Klaproth (Beitr. I, 12) zeigte, dass bei hoher Temperatur Kohlensäure durch Kieselsäure ausgetrieben wird, während nach Bischof das Umgekehrte bei niederer Temperatur stattfindet.

Dagegen muss betont werden, dass was in unserer trockenen Ofenglut gilt, durchaus nicht in der feuchten Lavaglut zu Recht besteht. Die Kalkauswürflinge der Vulkane, die von Lavaströmen und Gängen umgewandelten Kalksteine zeigen zur Genüge, dass die Carbonate, welche im Schmelztiegel durch die Silicate besiegt werden, der feuchten Lavaglut wohl widerstehen können.

Endlich wurde gegen die pyrogene Entstehung der Umstand vorgeführt, dass oft hydratische Minerale im selben Gestein neben wasserlosen Gebilden vorkommen. In diesem Falle frägt es sich aber erstens ob die Hydrate nicht nachträgliche Bildungen sind, zweitens muss berücksichtigt werden, dass bei hohem Drucke eine Hydratbildung selbst im glühenden Silicatmassen wohl denkbar ist.

IX. Reihenfolge der Ausscheidungen.

De Launey dürfte wohl zuerst die Aufmerksamkeit auf die Reihenfolge der Ausscheidungen gelenkt haben[1]). Bei Verfolg dieser Erscheinung traf man bald auf ganz überraschende Thatsachen. Man fand, dass der Quarz der Granite den leichten schmelzbaren Feldspath umhüllt, dass Turmalin mit wohl ausgebildeten Flächen in den Quarz des Granites hinein ragt, dass der äusserst schwer schmelzbare Leucit neben dem leichtflüssigen Augit auftritt, ja denselben umschliesst.[2])

Die Neptunisten glaubten, diese Argumente zu Gunsten ihrer Anschauung verwerthen zu können. Die Plutonisten andererseits suchten die merkwürdige Erscheinung zu erklären. Man wusste, dass gewisse Körper weit unter den Schmelzpunkt gebracht werden können, ohne zu erstarren. So kann das Wasser, welches mit Oel bedeckt ist, bei — 12° abgekühlt werden (Fahrenheit, Lussac), Litofellinsäure, welche bis 205° schmilzt, kann darnach bei günstigen Verhältnissen bis auf 105° abgekühlt werden, ohne starr zu werden (Wöhler), geschmolzener Schwefel bleibt 90° unter seinem Schmelzpunkte noch durch Wochen weich (Ballini, Faraday). Uebersättigte Salzlösungen scheiden, wenn man ihre Oberfläche mit Oel bedeckt, lange Zeit keinen Krystall aus, geschmolzener Quarz bleibt auch bei niederer Temperatur einige Zeit lang plastisch (fadenziehend) u. s. f.

Auf solche Erfahrungen gestützt, versuchte Fournet die oben erwähnten Erstarrungs-Verhältnisse in Eruptivgesteinen zu erklären. Er behauptete, der Quarz könne eben unter Umständen im erstarrenden Glutbrei auch weit unter einen normalen Schmelzpunkt abgekühlt werden, ohne zu erstarren[3]). Ferner betont derselbe Autor, dass krystalline Körper einen anderen Schmelzpunkt

[1]) Launey: Essai sur l'histoire des roches 1786, pag. 6 f.

[2]) Hall: Trans. Roy. Soc. Edinb. 1794: pag. 94; Kirwan: Geol. essays 1799, pag. 458; Breislak: Struct. de globe 1822; N. Fuchs: Acad. München, 1837; Keilhau: Gäa Norwegica; Petzoldt: Geol. 1845. 314 f.; Bischof Geol. II, 492 etc.

[3]) Fournet: Compt. Rend. 1844, Bd. 18, pag. 1057. N. Jb. f. Mineral. 1844, pag. 607 f. Durocher äussert sich übereinstimmend: Compt. Rend. 1845, pag. 1277 u. Bul. soc. geol. (2) IV. 1847, pag. 1018. Der Autor betont übrigens, dass die hervorgehobene Reihenfolge der Ausscheidungen in den Graniten durchaus nicht regelmässig auftrete, sondern dass örtlich ein Bestandtheil bald vor, bald nach einem anderen sich abscheide.

haben als deren amorphe Art. Die amorphe Leucitsubstanz ist leicht schmelzbar, während der Leucit-Krystall sehr schwer schmilzt. Das gemeine Glas ist leicht schmelzbar, während Réaumur's Porzellan einen hohen Schmelzpunkt besitzt.

Die Hochofenschlacken, welche durch Zusammenschmelzen der Bestandtheile leicht dargestellt werden, können wenn sie einmal erstarrt sind, nur durch sehr hohe Temperaturen wieder in Fluss gebracht werden [1]). Dies verschiedene Verhalten habe vielleicht auch die Erstarrungsfolge der Mineralien in so auffallender Weise beeinflusst.

Ein drittes Moment betont Bunsen. Er zeigt, dass die Temperatur, bei welcher ein Körper allein fest wird, oft sehr abweicht von der Temperatur, bei welcher er aus einer Mischung mit anderen Körpern (aus einer Lösung) abgeschieden wird. Viele schwer schmelzbare Körper zerfliessen leicht in Wasser; der Graphit, welcher an sich unschmelzbar ist, lösst sich im flüssigen Eisen und scheidet sich bei verhältnissmässig niederer Temperatur krystallin aus [2]).

Aehnliche Erfahrungen bieten viele andere Körper, welche an sich schwer oder unschmelzbar, leicht in Fluss gerathen, sobald sie mit anderen Körpern gemischt werden. Es treten in diesen Fällen eben chemische Beziehungen ein, welche dem Körper einen neuen Charakter verleihen.

Scheerer, welcher ausser den betonten Verhältnissen auch das Vorkommen pyrognomer [3]) und wasserhältiger Mineralien im Granit als auffallend hervorhebt, führt als vierten wesentlichen Grund an, dass diese Gebilde eben offenbar unter Bedingungen entstanden, welche abweichen von den Verhältnissen unseres Ofenflusses [4]). Er schliesst sich der Meinung der Geologen an, welche die Laven als durchwässerte Glutflüsse bezeichnen und meint, dieser Umstand möge allerdings die Erstarrungs-Verhältnisse bedeutend modificiren [5]).

Mineralien von nur verschiedenen Eigenschaften, insbesondere von verschiedener Schmelzbarkeit können also in eruptiven Gesteinen ganz wohl nebeneinander bestehen; abgesehen davon können sie aber, wie oben betont wurde, nachträglich eingeführt und hydatogen sein.

Blicken wir zurück, so finden wir nirgends ein sicheres Argument für die plutonische Entstehung der Granite.

Trotzdem oder richtiger eben desshalb wurde über diese Frage mit grosser Erbitterung gestritten. Hätte es sich um Erkenntniss der Wahrheit gehandelt, so wäre die Forschung ruhig vorgegangen; da es sich aber um Meinung und Glauben handelte, musste die ruhige Discussion der hitzigen, dogmatischen Polemik weichen. Bis in die Mitte unseres Jahrhundertes währte der Kampf und da wurde er nicht etwa

---

[1]) Fournet. Compt. Rend. 1861, Bd. 53, pag. 179. Erstarrte Schlacken werden zum Auskleiden der Schmelzöfen gebraucht und widerstehen einige Zeit recht gut.

[2]) Bunsen. Zeitschr. d. D. geol. Gesell. 1861, pag. 61.

[3]) Die pyrognomen Mineralien entwickeln beim Erwärmen plötzlich Licht und Wärme.

[4]) S. die einschlägige Literatur in Naumann: Geol. I.; 736 f. Zirkel Petrogr. II. 354 f.: Roth: Geol. 1879 I. 40.

[5]) Scheerer: Bul. soc. geol. (2) IV. pag. 468. N. Jb. Mineral. 1847, pag. 856.

entschieden, sondern nur aufgegeben, weil man die Fruchtlosigkeit der Bemühungen einsehen gelernt hatte.

Wenige waren in dem Streite ruhig und klar geblieben. Unter ihnen nenne ich Ferber, dessen treffliches Urtheil über seine Zeitgenossen ich hier wiedergebe:

„So geht es (sagt er in einem seiner Briefe aus Wälschland 1773) — wir sind gar zu geneigt, aus Beobachtungen in einzelnen Ländern allgemeine Sätze abzuleiten und uns zu schmeicheln, alle Kräfte der Natur erschöpft zu haben, wenn wir nur ihre Wirkungen nach einer einzigen Methode und deren Ursachen in dem einen Falle richtig erforscht haben — als ob die Natur nicht denselben Zweck durch verschiedene Mittel ausführen könnte.

„Oft habe ich auch hier in Wälschland Proben davon, wo man nach dem Vergeltungsrecht gegen unsere ultramontanischen Mineralogen (die vielleicht zu viel der flüssigen Entstehung zuschreiben) alles vulkanisch erklären will, was man von anderen Ländern, wo doch wenig oder keine Vulkane sind, gehört hat.

„Glücklich, wer die Mittelstrasse geht und sich in keine Hypothesen einlässt, nicht zu früh glaubt, aber auch alsdann glaubt, wenn er sieht und was er sieht, sollte es auch seinen vorigen Begriffen widerstreiten".

Ich beschliesse hiemit meine Besprechung der unzulänglichen Argumente und wende mich zu den tektonischen Gründen. Wir werden zum Schlusse sehen, wie man in den Stand gesetzt wird, nicht blos die eruptive Natur, sondern auch die den Laven verwandte Genesis der „plutonischen" Gesteine zu behaupten und zu erweisen.

X. Tektonische Gründe.

Der Tektoniker unterscheidet drei Typen der Eruptivmassen:

1. Bei den Tuffvulkanen treffen wir Tuffkegel von antiklinalem Aufbau; grobe Auswürflinge liegen nahe dem Centrum. Die Ströme haben einen charakteristischen inneren Bau (Concordanz der Schlieren, der Fluctuation und der Blasen mit der Stromform); sie lagern sich peripherisch um den Tuffkegel und schauen mit dem dicken Stromende vom Centrum weg. Die Gänge sind radial angeordnet; sie haben einen analogen inneren Bau, wie die Strommassen.

2. Bei vulkanischen Massenergüssen bleibt von all' diesen Merkmalen nur der innere Bau der Ströme und Gänge massgebend. Ausserdem treffen wir hier wie bei den Tuffvulkanen mitunter schlackige Stromoberfläche, Verglasung im Contact und immer Glaseinschlüsse. Diese petrographischen Merkmale treten also bei den Vulkanen ergänzend zu den tektonischen Beweisen.

3. Bei den granitischen (plutonischen) Gesteinen fallen die zuletzt genannten petrographischen Merkmale fort und wir bleiben beschränkt auf die tektonischen Argumente.

Wir haben bereits angedeutet, dass man ausnahmsweise die intrusive Natur eines Granitganges behaupten kann:

1. wenn ein Gang mit gleichem Habitus durch verschiedene Gesteine setzt[1]).

[1]) Naumann, Geol. 1850 II. 253, 262.

2. wenn man in der Gangmasse Fragmente der Nebengesteine trifft, welche unzweifelhaft aus der Tiefe herauf gefördert worden [1]).

Nun muss ich aber hinzufügen, dass durch diese tektonischen Merkmale aber nur die intrusive, nicht aber die plutonische Genesis derartiger Gänge dargethan wird. Die Gangmasse war diesen Anzeichen zufolge gewiss ein intrusiver Brei, die lavaartige Beschaffenheit und hohe Temperatur dieses Breies aber können wir, gestützt auf die vorgebrachten Argumente, höchstens glauben und behaupten, durchaus aber nicht beweisen.

Dasselbe gilt von den Blasen der Schlieren und den Fluctuation in plutonischen Ganggesteinen.

Wir wenden uns endlich zur Betrachtung der Tektonik der plutonischen Massenergüsse. Ich habe diesbezüglich a. a. O. ausgeführt, dass dieselben entweder einseitig oder symmetrisch sind. In letzterem Falle breiten sich die Massen fladenförmig aus; über dem Eruptionsgange baut sich eine elliptische Quellkuppe auf, deren Längsaxe mit dem Streichen des Ganges harmonirt. Schlieren und Fluctuation nehmen eine der Ergussbewegung entsprechende Lagerung ein. Oft liegen unsere Kuppen in einer Linie hintereinander in der Weise, dass ihre Längsaxen mit der Eruptionslinie (Spalte) harmonirt. Die Ergussmassen werden bedeckt von Sedimenten; die Erstarrungs-Kruste und die Sedimente werden von jüngeren Nachschüben durchbrochen (Schlierengänge, Apophysen). Dies sind die Merkmale, welche die eruptive Natur der Granitmassen unwiderleglich erweisen. Aber wieder müssen wir, wenn wir offen sein wollen, gestehen, dass all' diese Thatsachen nur die eruptive Genesis, nicht aber die hohe Temperatur des Granitteiges erweisen. In diesem Sinne haben sich mehrere hervorragende Forscher ausgesprochen [2]) und Bischof meint, eine solche vermittelnde Auffassung ermögliche das Verständniss zwischen Neptunisten und Plutonisten [3]).

Trotzdem kam eine solche vermittelnde Hypothese niemals zur Herrschaft. Niemand wollte an kühlen eruptiven Granitschlamm oder Teig glauben, immer allgemeiner wurde die Lehre von der lavaartigen Beschaffenheit der Granitmassen. Ich selbst habe dieser Lehre immer gehuldigt; als ich aber die Gründe kritisch prüfte, fand ich, dass keiner beweiskräftig war und dass wir alle die besagte Lehre nur ruhig glauben, ohne sie bewiesen zu haben.

Doch schien mir die lavaartige Natur der Granitmassen so plausibel, dass ich nicht zweifelte, man könne schlagende Argumente beibringen. Und in der That habe ich den Beweis endlich gefunden. Er liegt nicht in petrographischen Eigenschaften, nicht in tektonischen Merkmalen, sondern nur in dem Verbande und der Analogie zwischen Granit, Porphyr und Lava.

Ich erinnere an die folgenden Thatsachen: Die Granitmassen stehen häufig mit Porphyren durch Uebergänge in Verbindung und diese gehen wieder in Laven über. Man trifft ältere granitsche Ergüsse mit

[1]) Lehmann: Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1878, pag. 548.
[2]) Breithaupt: Paragenesis 1849, 67; Cotta: geol. Briefe pag. I. 10.
[3]) Bischof, Geol. 1855 II. 1088.

porphyrischer Aussenseite (Kruste), wohl auch mit porphyrischen Schlieren. Darüber folgen mitunter jüngere Porphyre und Laven, welche local noch an die Granite mahnen. Diese innige Verknüpfung der Granite mit Gesteinen, deren vulkanische Entstehung erwiesen ist, liefert nach meiner Meinung den einzigen Beweis, dass auch die Granite als Lavaarten aufzufassen sind.

Die Zusammengehörigkeit von Granit, Porphyr und Lava wird ausser durch den örtlichen Verband und die übereinstimmenden tektonischen Merkmale auch durch die chemische und mineralische Analogie erwiesen. Der einzige Unterschied der besagten Gesteinstypen liegt in der Art der Ausbildung der Gemengtheile, im Vorwalten, beziehungsweise Zurücktreten der Grundmasse, endlich in der Art der Einschlüsse.

Diese Differenzen zeigen uns aber an, dass wir es hier mit verschiedenen Erstarrungs-Arten ein und desselben Magma zu thun haben.

Unser Ergebniss ist demnach folgendes:

Die Natur der vulkanischen Producte wird erkannt aus der Analogie mit thätigen Vulkanen. Der Beweis stützt sich auf tektonische und petrographische Merkmale.

Für die plutonische Natur der Granite gibt es keinen petrographischen Beweis und die tektonischen Gründe gestatten uns auch nur die Behauptung, dass der Granit unter Umständen als eruptiver Brei auftritt. Dass der Granit ein glühender, lavaartiger Brei war, können wir nur gestützt auf Analogie und Verband zwischen Granit, Porphyr und Lava behaupten.

Inhalt.

Ansichten über die Ursachen der Vulcane.

Von Ed. Reyer.

I. Die Lehre von der Centralgluth.

Die Gelehrten des Alterthums stellten sich vor, dass in den Tiefen der Erde Feuer und Wind eingeschlossen seien. Diese brächen mitunter durch. Genüge der Andrang nicht, so entstünden Beben.

Tiefer wird die Frage gefasst von Descartes, welcher sich das ganze Erdinnere von Gluth erfüllt denkt und diese Gluth in Zusammenhang bringt mit anderen kosmischen Phänomenen. Descartes stellt die Hypothese auf, die Erde sei einmal so beschaffen gewesen, wie die übrigen Gestirne. Im Laufe der Zeit aber sei sie abgekühlt; unter der steinigen Erstarrungskruste liegt gluthflüssiges Gestein[1]).

Newton glaubt in der Abplattung der Erde einen Beweis für deren ehemals gluthförmigen Zustand zu finden[2]). Dieses Argument ist aber nicht stichhältig, denn eine rotirende Schlammkugel wird sich ja offenbar auch abplatten. Dass die Abplattung von einem ehemals gluthförmigen Zustande der Erde herrührt, kann nur behauptet werden aus der Analogie der Erde mit den Gestirnen und somit kommen wir auf Descartes' Begründung.

Steno, Kircher (1664) und Leibniz schliessen sich dieser Anschauung an. Der letztere lehrt, die Erde sei ein glühend flüssiger, rollender Ball gewesen, welcher die Luft in Blasen ausgeschieden habe[3]). Die italienischen Vulcanologen, ferner Buffon (1749), Hutton, Faujas, Dolomieu sind sämmtlich Anhänger der Lehre vom Centralfeuer. Dieses wird von ihnen als die Ursache der Vulcanausbrüche, der Beben und der heissen Quellen bezeichnet.

II. Chemische Hypothesen.

Der besagten Lehre standen seit alten Zeiten entgegen jene Hypothesen, welche die Vulcane auf locale Processe zurückführen.

[1]) Descartes: Princ. Phil. 1644.
[2]) Newton: Princ. mat. 1687.
[3]) Leibniz: „Protogaea“ Acta erud. 1693 und ed. Scheid.

Diese Local-Hypothesen kann man eintheilen in chemische und mechanische. Die ersteren sollen zunächst betrachtet werden.

Den Griechen waren Mischungen von Schwefel, Pech (Bitumen), Naphta, ungelöschtem Kalk, Salpeter u. a. Substanzen bekannt, welche ein unverlöschliches Feuer erzeugten und auch ohne Luftzutritt brannten[1]). Es lag nahe, solche Brandsätze in der Erde anzunehmen. Möglicherweise haben schon die Alchymisten des Mittelalters sich dahin ausgesprochen. Die älteste bezügliche Ansicht finde ich bei J. Higius, welcher behauptet, so oft die Windstürme in die Tiefen der Erde drängen, würden dort die Brandsätze entflammt, neuerlich lodere dann das unauslöschliche Feuer[2]).

L. da Capoa verweist auf die Thatsache, dass auch durch chemische Einwirkung von Säuren und Erzen, Kalk und Wasser, Schwefelsäure und Wasser grosse Hitze entsteht; er führt die vulcanische Hitze gleichfalls auf chemische Processe zurück[3]).

Viele spätere Autoren brachten die Hypothese von den Feuersätzen vor[4]).

Eine andere Variante der chemischen Hypothesen treffe ich zuerst bei Agricola. Dieser Autor verweist auf den Kolberg bei Zwickau (Sachsen), an welchem ein Steinkohlenbrand Frittungs-Erscheinungen bewirkt, welche den vulcanischen glichen. Der Autor meint, dass wohl manche Vulcane einen ähnlichen Ursprung haben dürften[5]). Pallas, Werner, Krüger u. a. denken gleichfalls an Kohlenbrände als Ursachen der Vulcane[6]). Spallanzani meint, das in den Laven enthaltene Bitumen könne vielleicht den Brand unterhalten[7]).

Eine dritte Variante der chemischen Hypothesen bringt Lister. Er verweist auf die Thatsache, dass die Kieslager und Alaunschiefer sich (durch Oxydation) erhitzen, und meint, hierdurch könnten vulcanische Ausbrüche verursacht werden[8]).

Lemery mischt Eisenfeile mit Wasser und Schwefel und überlässt den Brei sich selbst. Nach einiger Zeit erwärmt sich die Masse, Dämpfe qualmen weg, der Haufen schwillt und birst und in seiner Tiefe sieht man die entfachte Gluth. Dieser Versuch brachte die besagten Hypothesen zu grossem Ansehen.

Wie die alchymistisch gebildeten Autoren jener Zeit über den Process dachten, entnimmt man aus Henkel's Kieshistorie (1725, pag. 867), in welcher diesbezüglich behauptet wird: „Nicht das Wasser, nicht das Feuer wirken da, sondern die Luftmaterie mit ihrem sanften Anfall, webenden Umgebung und schleichenden Eindringung wirkt und schafft. Dieses Luftwesen, dieser Schleicher, sag' ich, wird

---

[1]) Thuccidides II. Lucanus III. und X. Vergl. Biringuccio X.

[2]) J. Higius: De montium incendiis 1663, Cap. 10—12.

[3]) L. da Capoa: Natura delle Mofette 1683, 127; pag. 1 f. bringt der Autor reiche Literatur.

[4]) Mem. Acad. 1696. Gassendi. Muschenbröck: Naturlehre 1740, § 1709; Boerhaave: Elem. Chim. 1752, I. 142, II. 207.

[5]) Agricola: De ortu et causa subterr. II.

[6]) Pallas: Voyage. Trad. II. 110; Kruger: Gedanken von der Steinkohle. § 16.

[7]) Neuerdings hat Mentcath die Hypothese wieder aufgenommen. (Mentcath: Brit. Assoc. Rep. 1871.)

[8]) Lister: Phil. Trans. London 1684.

hier zum Ritter, allen denjenigen zum Nachdenken, die bei ihren abgesehenen Siegen nur mit scharfem höllischem Wasser, ja mit Feuer um sich werfen und ihren Feind doch gar nicht treffen".

„Der Kies aber ist die Festung, welche von dem Luftwesen nicht bestürmt, sondern umschlichen und erobert wird".

So erklärte jene Zeit durch Bilder recht treffend jenen schleichenden Oxydations-Process, dessen Bedeutung für die vulcanischen Ausbrüche von vielen Forschern behauptet wurde.

Gay Lussac meint, dass in der Tiefe anhydre Chloride existiren, welche sich mit dem infiltrirenden Wasser verbinden, und diese Verbindung verursacht die vulcanischen Ausbrüche[1]).

Davy hat später die Oxydations-Hypothese in einer neuen Variante vorgebracht. Er meint, dass die Kohlenbrände wohl nie so lebhaft sein konnten, dass dadurch bedeutende Silicatmassen geschmolzen wurden; die Kies-Hypothese bezeichnet er als unrichtig, weil man nirgends jene Vitriolmassen trifft, welche durch diesen Process erzeugt würden. Dagegen, meint Davy, dürften wohl im Erdinneren grosse Massen unoxydirter Metalle (insbesondere Alkalimetalle) vorhanden sein, welche, durch infiltrirendes Wasser oxydirt, Eruptionen veranlassten[2]). Volger denkt an locale Zersetzungen der Gesteine in der Tiefe. Die Vulcane vergleicht er mit aufbrechenden Geschwüren[3]). Daubrée bezeichnet die Hydratbildung als Ursache localer Wärmeentwicklung und Anschwellung. Er meint, die aufschwellenden Massen könnten unter Umständen eruptionsfähig werden[4]).

III. Mechanische Hypothesen.

Schon Descartes, der Begründer der Lehre von der Centralglut, sprach den Gedanken aus, dass durch die Reibung „einstürzender" Gesteinsmassen Schmelzprocesse eingeleitet werden könnten[5]). Franke greift den Gedanken auf und leitet die vulcanischen Ausbrüche sammt den sie begleitenden elektrischen Phänomenen von örtlichen Reibungen in der Erdfeste ab[6]).

Volger, Mohr, Vose, Wurtz haben die Umwandlung der mechanischen Bewegung in Wärme neuerdings in's Auge gefasst und die geologische Bedeutung dieser Wandlung hervorgehoben. Am eingehendsten wurde die mechanische Hypothese von Mallet behandelt. Dieser Forscher geht von der folgenden Betrachtung aus:

Wenn die Erde nur aus einer Kruste bestünde, würde diese geschlossene Gesteinswölbung in Folge der Gravitation in sich einen Druck erdulden, welcher 400mal grösser wäre, als jener Druck, bei welchem unsere festesten Gesteine zermalmt werden[7]). Hieraus folgt, dass, wo

[1]) Gay Lussac: Ann. Chim. 22, pag. 45.
[2]) Davy: Phil. Trans. 1828, Ann. Chim. Phys. Bd. 38 und Leonhard Z. f. Mineral. 1829, pag. 29 f.
[3]) Volger: Erde und Ewigkeit 1857.
[4]) Daubrée: Metamorph. übers. 1861, pag. 109.
[5]) Descartes: 1644 ed. Consia 1824, III, 411 f.
[6]) Franke: Ursache des Erdbebens 1756, pag. 3.
[7]) Dies wurde von Belli (Giorn. Istit. Lomb. 1850 II) gezeigt.

immer in grösserer Tiefe bedeutende Hohlräume entstehen, die überlastenden Gesteine zermalmt werden und nachsinken müssen.

Nun wird bei jeder Zertrümmerung ein Theil der Arbeit in Wärme ungesetzt; bei sehr unelastischen, leicht zertrümmerbaren Körpern ist der beziehungsweise Betrag der Wärmeentwicklung bedeutend.

Die Gesteine gehören in diese Classe [1]; die durch ihre Zertrümmerung unter den besagten Verhältnissen entwickelte Wärme genügt vollauf, um einen Theil derselben zu schmelzen. So sind die localen Senkungen und Quetschungen (welche in Folge der Zusammenziehung der Erde entstehen sollen) nach Mallet's Ansicht Ursache der vulcanischen Processe [2].

Gegen diese Hypothese, welche in anderen Gebieten der Geologie, insbesonders in dem der Metamorphose Bedeutung erlangen wird, ist Folgendes einzuwenden:

1. Die Vulcane fallen gerade nicht in die Region starker Faltung und Gebirgsbildung, was nach Mallet's Hypothese zutreffen müsste.

2. Wenn die Laven nur zerqueschte Gesteinsmassen sind, müsste man nicht blos Silicat- sondern auch Kalk-, Sandstein- und Quarzitergüsse treffen, denn eventuell kann ja die Zerquetschung auch in jenen geringen Tiefen vorkommen, in welchen solche Gesteine getroffen werden.

Jedenfalls müsste man Mallet's Hypothese zufolge Breiarten von allen möglichen Temperaturen und von verschiedenstem Grade der Durchwässerung treffen, was nicht der Fall ist.

IV. Ursachen der Eruptions-Erscheinungen und der Durchbrüche.

Wenn wir auf das ganze Thema umfassend zurückblicken, müssen wir die Frage vor Allem gliedern. Zuerst fragen wir: Wodurch werden die Erscheinungen eines Ausbruches bedingt: Dann gehen wir über zur Frage: Wie gelangen die Laven überhaupt zum Durchbruche.

An anderem Orte habe ich gezeigt, wie Spallanzani, Hamilton, Menard Scrope u. a. die Zerstäubung, das Wallen und und Exhaliren der Laven auf die in dem Gluthbrei enthaltenen Liquida zurückführten. Kant und Franklin haben gelehrt, dass diese Gase seit Beginn der Erdenbildung in derselben gefesselt enthalten sind.

Diese Gase wurden von den Alten bereits auch als tiefere Ursache der vulcanischen Durchbrüche betrachtet. Man stellte sich vor, die Winde suchten und verursachten den Durchbruch, und meinte, wenn ihnen der Durchbruch nicht gelänge, kollerten sie herum und verursachten die Beben [3]. Humboldt hat in diesem Sinne die Vulcane als

[1]) Bei der Zertrümmerung von Marmor werden 92% der angewandten Energie in Wärme umgesetzt.

[2]) Mallet: Phil. Trans. 1873, I. 1867; Fisher wendet ein, die Zerquetschung werde sich wohl auf die ganze betroffene Masse vertheilen und dann werde die Wärmeentwicklung nicht zur Schmelzung genügen (Phil. Mag. 1875, 301); Mallet erwiedert treffend, die schwächsten Theile müssten zuerst weichen, in ihnen concentrire sich die Wärme und bewirke die Schmelzung.

[3]) Vgl. u. a. Plinius: ferner Bagliv: Op. pag. 529 f.; Derham: Physicotheolog. III, Cap. 3; Phil. Trans. II, 392; Misson: Reise II, 205; Humboldt u. a.

Sicherheitsventile und die Ausbrüche als Reaction des Erdinnern gegen die Kruste bezeichnet. Das ist aber falsch. Die Abkühlung der Erde ist derzeit soweit vorgeschritten, dass die Tension der Dämpfe in keiner Tiefe der Erde genügt, um die überlagernden Lasten zu heben; von einem eigenmächtigen Durchbruche der Gase kann also durchaus nicht der Rede sein.

Wie die gespannte Kohlensäure im Syphon das Aufsteigen und Sprudeln des Säuerlings, nicht aber dessen Durchbruch durch das Ventil bewirkt, so verursachen die Gase im Magma allerdings auch das Aufsteigen und Zerstäuben des Glutbreies, sie sind aber nicht im Stande sich selbst das Loch oder besser die Spalte bis an die Erdoberfläche zu machen.

Beim Syphon öffnet ein Druck unserer Hand das hinderliche Ventil; nun fragen wir: Welche Macht reisst die Spalten, durch welche der Gluthbrei aus der Tiefe empordringen kann?

Die Antwort hierauf haben seit Descartes und Leibniz viele Forscher [1]) dahin gegeben, dass in Folge der fortschreitenden Abkühlung und ungleichmässigen Zusammenziehung der Erde Risse in der Kruste entstehen [2]). In diesen Rissen steigt der in Folge von Gasentbindungen wallende Gluthbrei empor.

Die Zusammenziehung der Erde verursacht also die Spaltbildung, die Entbindung der Gase aus dem Magma verursacht [3]) aber das Empordringen und Zerstäuben der Lava.

[1]) Breislak: Geol. 1819, I, 291; Cordier: Mém. du Musée d'hist. natur. 1827, 15, pag. 161; Seckendorf: Jb. Mineral. 1832, pag. 23, 34.

[2]) Durch die Fluthwellen, welche die feste Kruste ebenso beherrschen, wie den Ocean, wird die Bildung dieser Risse begünstigt und beschleunigt.

[3]) Durch den Druck der Erdkruste allein könnte die Lavamasse nicht über die Erdoberfläche emporgedrängt werden.

Inhalt.

Detail-Studien in den ostgalizischen Karpathen zwischen Delatyn und Jabłonów.

Von **Rudolf Zuber.**

I. Einleitung.

Im Auftrage des galizischen Landes-Ausschusses habe ich im Laufe des Sommers 1881 den Gebirgszug zwischen Delatyn und Jabłonów und das südlich angrenzende Gebiet bis an das Quellgebiet der Pistynka genau durchforscht, wobei es mir gelang, das Verhältniss der miocänen sog. Salz-Formation zu den älteren karpathischen Gebilden etwas besser zu präcisiren, wie dies bisher in anderen Gebieten versucht worden war.

Die bereits im Jahre 1876 von den Herren Bergrath Paul und Dr. Tietze durchgeführten Aufnahmen in diesen Gegenden[1]) sind zwar eine ausgezeichnete Grundlage für fernere detaillirtere Untersuchungen; sie sind jedoch in mancher Hinsicht als unzureichend zu bezeichnen, da es sich gerade in dem von mir durchforschten Gebiete herausstellte, dass der Bau der Karpathen nicht überall so einförmig ist, wie dies bisher behauptet wurde, und in den meisten Fällen auch wirklich der Fall ist.

In orographischer Beziehung stellt sich der nordöstliche Theil des in Rede stehenden Gebietes dar als ein etwas verzweigter, circa 7—8 Kilometer breiter Zug von verhältnissmässig ziemlich hohen, denn bis zu 750 Meter über das Meerniveau oder 250 über die angrenzenden Thäler ansteigenden Bergen mit recht steilen Abhängen; dieser Gebirgszug ist vorwiegend von den Gebilden der miocänen Salz-Formation zusammengesetzt. Bei Dobrotow (N.) versinken diese Gebilde grösstentheils unter Diluvialablagerungen und treten wieder in Gestalt kühnerer steiler Berge im N.W. von Nadworna auf. — Zwischen Delatyn und Berezów wyżny wird dieser Gebirgszug von der südwestlichen Seite durch ein dem Zuge parallel laufendes Längsthal

[1]) Jahrb. geol. R.-A. 1877.



begrenzt, in welchem nur in den tieferen Fluss- und Bach-Einrissen vereinzelte Aufschlüsse miocäner Schichten unter der Decke quaternärer Bildungen hervor sichtbar werden. Erst südwestlich von diesem Längsthale erheben sich die parallelen Züge älterer karpathischer Gebilde. — Ungeachtet dieser natürlichen Abgrenzung auf einer Länge von ungef. 22 Kilometer existirt aber doch ein enger Zusammenhang zwischen dem genannten Zuge und den eigentlichen Karpathen nicht nur in geologischer, aber auch in orographischer Beziehung, denn etwas weiter südöstlich, bei Jabłonów verengert sich plötzlich der miocäne Gebirgszug und vereinigt sich mit dem äussersten eigentlichen karpathischen (wenn man so sagen darf) Zuge in einen einzigen. Diese Vereinigung der Gebirgsketten ist jedoch von zahlreichen und bedeutenden Dislocationen begleitet, die sonst in den Karpathen in einem relativ so kleinen Raume selten sind und auch dem hiesigen Gebirge ein etwas fremdartiges und in anderen Gebieten nicht gewöhnliches Aussehen verleihen.

Es zerfällt also das ganze Terrain in zwei Gruppen, die sich sowohl orographisch wie auch geologisch von einander unterscheiden: der vorwiegend von miocänen Bildungen zusammengesetzte Gebirgszug zwischen Delatyn und Jabłonów, und die älteren karpathischen Ketten südlich und südwestlich von der vorigen. Da es mir aber weniger daran gelegen ist, diese Züge an und für sich zu schildern, als vielmehr ihren gegenseitigen Zusammenhang auseinanderzusetzen, so will ich im Folgenden zuerst detaillirt das Prutprofil zwischen Łuh und Sadzawka (Delatyn, Dobrotów, Łanczyn) beschreiben, dann die Petroleumzone von Słoboda Rungurska und schliesslich den Durchschnitt des Quellarmes der Pistynka vom Ursprunge bis Kosmacz und die Verlängerung dieses Profiles längs des Ruszor-Thales bis gegen Jabłonów mit Berücksichtigung mancher Einzelheiten aus dem übrigen Gebiete ausserhalb dieser Profillinien. Hernach folgen einige allgemeine Betrachtungen über die geologischen Verhältnisse des ganzen Gebietes.

II. Durchschnitt des Prut von Łuh bis Sadzawka.

Meine Schilderung der durch den Prut-Fluss aufgeschlossenen Schichtenreihe beginnt an einer Stelle, die ungefähr 100 Meter südwestlich von der Mündung des Przemyska-Baches liegt. — In sehr schönen und ausgedehnten Entblössungen treten uns hier ziemlich mächtig entwickelte Bildungen entgegen, die von den Herren Tietze und Paul (l. c. 76—79) als sog. Ropianka-Schichten ausgeschieden und eingehend beschrieben worden sind.

Hinsichtlich der schönen Darstellung dieser Autoren habe ich — insoferne sie die hier auftretenden Gesteinsvarietäten behandeln — nichts hinzuzusetzen. Dasselbe gilt auch von den weiter nordöstlich bei Delatyn auftretenden Menilitschiefern.

In Bezug aber auf die Lagerungs-Verhältnisse dieser Schichten-Systeme und zumal auf ihre gegenseitige Stellung bin ich zu einer etwas anderen Anschauung gekommen, als sie in der oben citirten Arbeit zum Ausdrucke gebracht wurde.

Tietze und Paul sprechen sich (l. c. 77) über ein die Ropianka-Schichten oberhalb Delatyn begleitendes Conglomerat der-

massen aus, dass sie dasselbe offenbar mit dem ähnlichen Conglomerate von Pasieczna, das im Liegenden der Nummuliten-Kalksandsteine auftritt, identificiren.

Man kann sich aber zwischen Delatyn und Łuh überzeugen, dass das besagte Conglomerat nicht nur an die oberen Lagen der Ropianka-Schichten gebunden ist, sondern sich auch in der Mitte derselben mit denselben organischen Resten mehrfach wiederholt, ohne dass dies lediglich auf die allerdings zahlreichen Knickungen der Schichten zurückgeführt werden könnte.

Das Conglomerat von Pasieczna wiederholt sich ähnlich zwischen den bunten Thonen mit kieseligen Sandsteinlagen, die man den neueren Erfahrungen gemäss unzweifelhaft als sog. obere Hieroglyphenschichten dem Eocän zuzählen muss.

Uebrigens kennen wir ja auch ähnliche zumeist grüne Conglomerate aus fast allen Gliedern der Karpathensandsteine, so dass auf Grund der petrographischen Uebereinstimmung allein an ein Identificiren der Conglomerate von Delatyn und von Pasieczna nicht gedacht werden kann.

Was ferner die Anlagerungsverhältnisse der Menilitschiefer an die Ropiankaschichten bei Delatyn betrifft, so habe ich ausser dem Prut-Durchschnitte auch die entsprechenden Aufschlüsse in fast allen weiter gegen SO. gelegenen Querthälern untersucht, und überall nur südwestliches Fallen der Menilitschiefer an ihrer Grenze, also gegen die Ropiankaschichten zu beobachtet. Die Stelle, wo die Menilitschiefer gegen NO. also von den Ropiankaschichten abfallen sollen (Paul u. Tietze l. c. 75), habe ich nicht entblösst auffinden können; es muss dies wohl nur eine locale Abweichung des Fallens gewesen sein, was doch bei derartigen Gebilden, wie die Menilitschiefer, häufig vorkommt.

Etwas weiter nördlich von der Berührungsstelle dieser beiden Schichtencomplexe fand ich einen steil geknickten Sattel von Eocänschichten, und zwar grüne bunt gefleckte Thone mit kieseligen Hieroglyphen-Lagen unter den Menilitschiefern hervorbrechend, was als wichtiger Beweis dienen kann, dass die Menilitschiefer den Eocänschichten gegenüber keineswegs ein unabhängiges Auftreten aufweisen (das Pasieczna'er Nummulitengestein ausgenommen), sondern, dass hier das Fehlen der eocänen und zum Theil auch älterer Schichten zwischen den Menilitschiefern und Ropiankaschichten eher für eine Verwerfung spricht, als für die Auskeilung eines Complexes, der hier stellenweise weit über 1000 Meter mächtig ist, und eine merkwürdige Constanz des Auftretens und der Entwicklung zeigt.

Der obgenannte Eocänsattel wird gegen NO. von nordöstlich fallenden Menilitschiefern überlagert, die ausser den typischen Gebilden noch einige Abänderungen aufweisen, welche von den mehrfach citirten Autoren beschrieben wurden; gegen oben schalten sich diesen Schichten Bänke eines weisslichen mürben Sandsteines ein, welche ein gutes Kriterium abgeben zur Beurtheilung, bis wohin nach N. die Menilitschiefer reichen und wo der Salzthon anfängt, da einzelne Ablagerungen der Ersteren dem Letzteren ziemlich ähnlich werden.

Besonders ist es eine mehrere Meter mächtige Bank dieses Sandsteines, welche den Verlauf der Oligocänschichten in prägnanter Weise darstellt.

Diese Bank wird am rechten Prutufer sichtbar etwas nördlich von der bei Tietze und Paul (l. c. 73) abgebildeten und beschriebenen Stelle, wo die Menilitschiefer-Schichten von zwei merkwürdigen Quarzit-Gangplatten durchschnitten sind; sie zeigt hier ein Streichen in *h* 9 und ein flaches Fallen gegen NO. Knapp an dem Flussniveau biegt sich jedoch diese Schichte mitsammt den sie begleitenden Schiefern plötzlich nach oben und fällt nunmehr südwestlich unter einem Winkel von 35°. Etwas weiter nordwärts erscheint diese Sandsteinbank auf einmal in der Mitte der senkrechten Aufschlusswand abgeschnitten ohne weitere Fortsetzung.

Bei genauer Betrachtung kann man bemerken, dass mitten durch diese Wand eine fast senkrechte Spalte verläuft, an der die Menilitschiefer mit den Salzthongebilden zusammenstossen. Nur der fast gleiche Einfallswinkel gegen SW. dieser beiden Bildungen und ihre oberflächliche Aehnlichkeit können im ersten Augenblicke einen Zweifel über das Vorhandensein dieser Verwerfungsspalte zulassen.

Auch im Streichen zeigt sich an der Berührungsstelle dieser beiden Schichtensysteme eine bedeutende Discordanz. Die Menilitschiefer zeigen hier nicht nur am Prut, aber auch in den kleineren Bächen östlich von Zarzécze ein Streichen in *h* 9 und sehr oft auch *h* 7—8 bei constantem südwestlichem Fallen. Die Miocänschichten streichen dagegen bei Delatyn fast überall, wo man die Schichtung beobachten kann, in *h* 11—12, stellenweise sogar *h* 1, und fallen gegen W oder WSW.

Nördlich von der obgenannten Spalte treten am Prut aschgraue Thonschiefer auf, zwischen welchen einige dunklere Schichten manchen Schiefern des karpathischen Oligocäns ziemlich ähnlich sehen. An den Entblössungen sind Auswitterungen von Steinsalz und zahlreiche Gypsadern und Blätter sichtbar. An vielen Stellen entspringen hier Soolequellen. Diese Schiefer enthalten auch oft Bänke eines grauen, mürben Sandsteines mit Salzkörnern und Gyps-Einsprenglingen. Oft gehen diese Schiefer in einen ungeschichteten grauen Thon über, welcher nur selten von dickeren Bänken eines mürben Sandsteines unterbrochen wird. Dieser Thon bildet das eigentliche salzführende Gebilde und dringt manchmal ziemlich weit buchtförmig zwischen ältere Karpathen-Schichten ein, indem er transgredirend grössere oder kleinere Kessel ausfüllt. Der Thalkessel von Delatyn mag wohl so ein buchtförmiges Eingreifen des Salzthones mit einem Steinsalzlager in gewissem Grade darstellen, da die Menilitschiefer an beiden Seiten des Prutthales bedeutend weiter gegen N. vorgeschoben erscheinen, als die südliche Grenze der salzführenden Gebilde im Kessel selbst.

In eine Erörterung der Salzlagerungs-Verhältnisse brauche ich mich hier nicht weiter einzulassen, da Näheres darüber bereits von den Herren Kelb[1]) und Paul und Tietze[2]) mitgetheilt wurde.

---

[1]) Jahrb. G. R. A. 1876.
[2]) l. c. 67.

Etwa 250 m südlich von der Brücke über den Prut ist dem ungeschichteten Thone am rechten Flussufer eine ebenfalls ungeschichtete Lage von lose verkitteten Geschieben, unter welchen weisse Quarzitblöcke und ein auch von Tietze und Paul bereits erwähntes (l. c. 69) dunkelgrünes Gestein mit kleinen Pyrit-Würfeln vorwiegen.

Nördlich davon sind in demselben ungeschichteten Salzthone licht gefärbte harte Kalkconcretionen von unregelmässiger Form und verschiedener Grösse ausgeschieden. Sie zeigen eine grosse Aehnlichkeit mit den in Starunia in den Erdwachsschächten wohlbekannten sogenannten Wachssteinen (kamienie woskowe), welche keineswegs als exotische Blöcke, sondern nur als Concretionen oder zum Theil sogar als gleichzeitige Schichtbildungen gedeutet werden können.

Ausserdem enthalten die Thonmassen näher an der Brücke Einlagerungen von grobkörnigen grünlich-grauen Sandsteinen mit Gyps-Einsprengungen und am linken Ufer Schichten von grünlichen, grauen und röthlichen Schieferthonen. Westlich von der Brücke, unweit von der Mündung des Lubiżnia-Baches zeigen aschgraue Thone und thonige Sandsteine ein Streichen in *h* 1 und westliches Einfallen. Dieselben grauen Thone mit eingelagerten dunklen, stellenweise bituminösen und oft den Menilitschiefern täuschend ähnlichen Schiefern sind etwas weiter an der Strasse nach Nadworna und im Łojowiec-Bache in bedeutender Ausdehnung aufgeschlossen. Diese Thone sind auch überall von zahlreichen Gyps-Adern und Blättern durchschwärmt.

Uebrigens haben die Herren Dr. Tietze und Bgr. Paul[1]) die Salzformation am Prut beschrieben, wenn auch nicht in so eingehender und systematischer Weise, wie die älteren Karpathen-Gebilde. Wenn ich hier dennoch ausser den neu beobachteten Thatsachen noch manches von dieser Beschreibung wiederhole, so geschieht dies nur des Zusammenhanges wegen, und deshalb, weil es mir gerade um die Schichten**folge** geht und das gegenseitige Verhältniss der einzelnen Systeme zu einander.

Die bisher geschilderten Salzthonschichten, in welchen graue Thone vorwiegen, gehen gegen Osten zu in einen recht mächtigen Schichtencomplex über, welcher durch rothe Thone charakterisirt ist, denen Schichten von sehr verschiedenem Aussehen eingelagert sind. Namentlich sind es Schichten eines leichten, fetten Thones, ziemlich mächtige Bänke thoniger Sandsteine, welche gewöhnlich zerklüftet sind und oft polirte Rutschflächen, auch krummschaalige Structur zeigen; Bänke eines sehr mürben lichten Sandsteines, welcher bisweilen sehr grobkörnig wird; schmale Schichten eines sehr harten, grünlichen zerklüfteten Sandsteines mit undeutlichen Unebenheiten auf den Schichtflächen, den eocänen Hieroglyphen - Sandsteinen ziemlich ähnlich[2]); Schichten eines hellgrünen, röthlich gefleckten Thonschiefers, welcher bisweilen einen Seidenglanz zeigt, wie manche krystallinische Schiefer.

---

[1]) l. c. 66—72.

[2]) Die Sandsteine waren wohl die Ursache der Angabe von Paul und Tietze (l. c. 68), dass am Łojowiec-Bache (auf den älteren Karten fälschlich „Lotowie" genannt) ein inselförmiger Aufbruch älterer Flyschgesteine existire. Da ich jedoch dieselben Gebilde auch an mehreren Punkten am Prut jenen rothen Miocän-Thonen unzweifelhaft eingelagert fand, so ist wohl diese Annahme hier nicht zulässig.

Oft enthalten diese Schichten auch zahreiche Adern von Fasergyps. Es ist diess derselbe Complex, welcher nördlich von Nadworna Kupfergrün-Beschläge aufweist (Tietze und Paul, Jahrb. geol. R.-A. 1879. 208).

Im Łojowiec-Thale zeigen diese Schichten zahlreiche Abweichungen vom gewöhnlichen Streichen und Fallen. Bei dem ersten Auftreten der rothen Thone (wenn man Bach-aufwärts fortschreitet) herrscht ein Streichen in *h* 11½ und ein westliches Fallen (30°). Etwas weiter beobachtet man *h* 9 m 40 oder *h* 10 und südwestliches Fallen. Dann ändert sich das Streichen plötzlich in *h* 6 (das Fallen beträgt 45° gegen S.), wornach auf einmal wieder ein Streichen in *h* 11 und senkrechtes Fallen die Oberhand gewinnt. Die Abweichungen im Fallen dieser Schichten kann man auch am Prut an einer „Obłaz" genannten Stelle beobachten; weiter östlich entwickelt sich jedoch ein sehr beständiges Streichen in *h* 11 und ein ziemlich flaches Einfallen gegen WSW.

Gegen O. gehen diese Schichten in den nächstälteren Complex über, welcher bereits von Tietze und Paul als „Dobrotower Schichten" zusammengefasst wurde und in welchem mächtig entwickelte Sandsteine vorherrschen.

Der charakteristische Dobrotower Sandstein ist thonig, fest, feinkörnig, grau, ohne Kalkgehalt, im frischen Zustande oft ziemlich hart, nach der Verwitterung leicht in dünne Platten zerfallend, die auf ihren Flächen charakteristische bis 5 cm. breite, parallele, lange, wellenförmige Streifen zeigen, welche von Wellenspuren an sandigen flachen Ufern nicht zu unterscheiden sind. Auf manchen Platten sind oft zahlreiche kleine Glimmerblättchen zerstreut. Oft enthält dieser Sandstein auch abgerundete, flache, von dem Gesteine leicht abzutrennende Concretionen von verschiedener Grösse, wodurch oft eine krummschaalige oder Strzołka-artige Struktur des Gesteines entsteht. Ausserdem enthält er noch oft Einwüchse von dunklen Thonschiefern oder vielleicht bisweilen von kohliger Substanz.

In der Nähe der vorher beschriebenen rothen Thone sind hier ausserdem noch bis 2 m mächtige lichte, mürbe, zerklüftete Sandsteinbänke.

Die Dobrotower Sandsteine sind von sehr zahlreichen, schmalen bituminösen Schieferschichten alternirend durchzogen, welche bisweilen den Menilitchiefern ähnlich sehen, aber niemals weder Fischreste noch Hornsteinbänke enthalten.

Es wiederholen sich hier ausserdem noch verhältnissmässig selten die früher als Einlagerungen in den rothen Thonen beschriebenen Schichten.

Die Oberfläche der Dobrotower Sandsteine und Schiefer ist oft gerunzelt und mit glatten blasenförmigen Unebenheiten bedeckt, welche besonders an verwitterten Schichtflächen sichtbar werden.

Gegen unten zeigen sich bis ½ m mächtige Bänke eines grobkörnigen, mürben, röthlichen oder grünlichen Sandsteines, welcher schliesslich in das wohlbekannte Miocän-Conglomerat von Słoboda Rungurska[1]) übergeht. Dieses bildet am Prut an der „Beremie" genannten

[1]) Tietze und Paul l. c. 1872.

Stelle eine sehr deutliche Antiklinale und wird von W. N. und O. von den Dobrotower Sandsteinen ganz flach überdeckt. Dieselben bilden am linken Prutufer noch einen ziemlich hohen Berg (Olchowiec, 525 m) und fallen endlich nach N. unter die rothen Thone, welche weiter nördlich nur selten in flacher Lagerung unter den mächtigen Diluvialbildungen sichtbar werden.

Das von Tietze und Paul bereits eingehend beschriebene Conglomerat von Słoboda Rungurska bildet nun, wie bemerkt wurde, am Prut hei Dobrotów einen kleinen Sattel, welcher sich am rechten Flussufer bedeutend erhebt, weiter gegen SO. bis 700 m hohe Bergrücken bildet und Petroleum-führende Oligocän- und Eocän-Schichten an der Oberfläche erscheinen lässt.

Um die Beschreibung des Prut-Durchschnittes nicht allzu sehr zu unterbrechen, will ich diesen durch reiche Petroleum-Führung ausgezeichneten Sattelaufbruch, der zuerst von Dr. Szajnocha[1]) entdeckt wurde, in einem besonderen Abschnitte eingehend behandeln und kehre nun zum Prutthale zurück.

Der flache Sattel bei Dobrotów wird von der nordöstlichen Seite von Dobrotower Sandsteinen überlagert, welche anfänglich ein Fallen gegen NO. von 50° zeigen, weiter aber senkrecht einfallen und stellenweise sogar eine überkippte Lagerung (also ein südwestliches Fallen) aufweisen. Es wiederholt sich nun der ganze Schichtenverband in umgekehrter Reihenfolge und concordanter Lagerung, wie er zwischen Delatyn und Dobrotów geschildert wurde. Eine Beschreibung der weiter folgenden Schichten erscheint also überflüssig und es soll hier nur noch einiger wichtigeren Thatsachen gedacht werden.

Etwa 200 Meter östlich vom Conglomerate sind den typischen, gewellten Dobrotower Sandsteinen mehrere Bänke eines grobkörnigeren Sandsteines eingeschaltet, die mit einzelnen, $^1/_2$ Meter Mächtigkeit erreichenden bituminösen Schieferlagen alterniren. Diese Sandsteine sind mit Petroleum imprägnirt und wiederholen sich zwischen den typischen Dobrotower Schichten mehrfach in einem circa 300 Meter mächtigen Complexe. Die hier auftretenden Petroleum-Spuren veranlassten zur Anlage von 3 Schächten am Iwanówka-Bache. Der tiefste Schacht erreichte eine Teufe von $17^1/_2$ Wiener Klaftern. Ungeachtet der sehr starken Oelspuren und eines bedeutenden Gasauftriebes hat man hier bisher keine nennenswerthen Resultate erzielt. — Das Streichen der Schichten schwankt in der Nähe der Schächte zwischen *h* $9^1/_2$ und 11. Das Fallen ist — abgesehen von kleinen, rein localen Dislocationen — fast senkrecht.

Von einem Auftreten des Petroleums auf secundärer Lagerstätte kann hier keine Rede sein, da die Schichten von den nächsten ölführenden Eocän-Bildungen durch einen Conglomerat-Complex von etwa 1500 Meter Mächtigkeit getrennt sind, und in diesem Conglomerate noch niemals eine Spur von Erdöl angetroffen wurde.

Weiter östlich folgen nun wieder die rothen Thone mit denselben Einlagerungen wie sie zwischen Delatyn und Dobrotów beobachtet

---

[1]) Verh. geol. R.-A. 1881.

wurden, und bilden bei Łanczyn eine schiefe Mulde, die von den grauen salzführenden Thonen ausgefüllt ist; hier ist die k. k. Saline angelegt.

Den rothen Thonen entspringen auch an einzelnen Stellen Salzquellen. Die Hauptmasse der Salzvorkommnisse und zumal die Steinsalzlager sind jedoch in diesen Regionen ausschliesslich auf die oben beschriebenen grauen Thone beschränkt, und gehören somit dem jüngsten Horizonte der bisher unter dem Namen der subkarpathischen Salzformation zusammengefassten Gebilde an.

Die jüngeren Abtheilungen der Salzformation bilden östlich von Łanczyn noch einige immer flacher werdende Falten, die sich indess nicht in ein zusammenhängendes Detail-Profil zusammenstellen lassen, da die Aufschlüsse durch mächtige Quaternär-Bildungen vielfach unterbrochen und schliesslich ganz verdeckt werden.

Die Schichtenfolge, wie sie durch den Prut-Fluss bei Delatyn aufgeschlossen ist, lässt sich fast ohne Abänderung auch weiter südöstlich in fast allen Querthälern beobachten. Erst bei Kosmacz erfolgt eine bedeutendere Abweichung, worauf ich später zurückkommen werde.

III. Die Petroleum-Zone von Słoboda rungurska.

Das charakteristische Miocän-Conglomerat, welches mit sammt den Dobrotówer Schichten in diesen Gegenden orographisch eine wichtige Rolle spielt, bildet eine nordwest-südöstlich streichende Gebirgszone, welche sich südlich von Dobrotów in zwei mehr oder weniger parallele Gebirgszüge theilt, die ununterbrochen bis an das Łuczka-Thal reichen. Schon der Gebirgsbau selbst lässt zwischen diesen parallelen Gebirgsketten ein sattelförmiges Auftreten von älteren Gesteinen vermuthen. Jenes Conglomerat zerfällt jedoch in riesige Schottermassen, die alle Aufschlüsse anderer, weniger prägnant auftretender Gesteinsschichten bedecken. Dadurch lässt es sich leicht erklären, dass sogar scharfsinnige und geübte Geologen, wie die Herren Bergrath Paul und Dr. Tietze im Thale von Słoboda rungurska gar nichts vorfanden ausser Schotter und Conglomerat (l. c. 71).

Erst der rasche Aufschwung des Petroleum-Bergbaues an dieser Stelle bewog Herrn Dr. Szajnocha die dortigen Verhältnisse genauer zu untersuchen, wobei er hier das Vorhandensein eines Eocän-Sattels constatirte. Ich machte es mir nun zur Aufgabe, die ganze Längserstreckung dieses Sattels zu untersuchen.

Die ersten Aufschlüsse der Menilitschiefer fand ich in Potok Czarny, und zwar in den gegen S. vom Gebirgsrücken „Fedorynczyn“ fliessenden Bächen.

Es sind hier zumeist schmale Hornstein-Bänke, die stark zerklüftet sind und von bituminösen braunen Mergelschiefern mit Fischresten begleitet werden. Gewöhnliche braune, gelb verwitternde, dysodilartige Schiefer sind hier nicht vorhanden. Diese Schichten streichen unter *h* 9, fallen gegen SW. und gehen beiderseits ganz concordant in das mehrfach erwähnte Miocän-Conglomerat über, welches an der Grenze feinkörniger und deutlich geschichtet ist.

Südöstlich davon werden vom Czernienka-Bache ältere Eocän-Gebilde aufgedeckt, die aus dunkel blaugrünen, roth gebänderten Schieferthonen bestehen, welche mit kieseligen, zerklüfteten Hieroglyphensandsteinen (die Hieroglyphen der Eocänschichten sind in diesen Gegenden überhaupt seltener, und weniger deutlich wie weiter gegen W.) und lichteren, feinkörnigen, glaukonitischen Sandsteinschichten wechsellagern.

Auf der West-Seite dieses ersten Auftretens der Eocänschichten reduciren sich die Menilitschiefer auf kaum einige Hornsteinbänke; weiter sind sie jedoch besser entwickelt und weisen an zahlreichen Stellen charakteristische Eisenquellen auf. Am Czernienka-Bache streichen die Schichten in *h* 12 und fallen fast senkrecht gegen W. Gegen die Petroleum-Bergwerke von Słoboda Rungurska zu ist wieder ein Streichen in *h* 9½ bemerkbar.

In Bezug auf das höchst genaue Profil des Słoboda'er Oelrevieres, welches Herr Dr. Szajnocha zusammengestellt hatte [1]), muss ich bemerken, dass sich die daselbst angegebene Eocän-Schichtenfolge nur in den Bergbauen selbst constatiren lässt; weiter im Streichen verändern die Eocängebilde so sehr ihr gegenseitiges Verhältniss, dass eine weitere Scheidung derselben in stratigraphischer Beziehung ganz unzulässig ist. Es wurde nur in einigen Schächten constatirt, dass zu oberst grüne Schiefer, dann ein grobkörniger glauconitischer Sandstein, endlich rothe Schiefer vorkommen. In geringer Entfernung davon kann man sich aber überzeugen (z. B. in den Schächten des Herrn von Torosiewicz oder in den oberwähnten natürlichen Aufschlüssen in Potok czarny), dass die grünen und rothen Schiefer miteinander und ausserdem mit grünen kieselartigen Hieroglyphen- und Conglomerat-Lagen vielfach wechsellagern, und demnach nur ganz local von einander getrennt werden können.

Nur die mächtigen Bänke des ölführenden glauconitischen Sandsteines zeigen eine verhältnissmässig grössere Constanz ihres Auftretens, und es würde eine genaue, bergmännische Bestimmung ihrer Lage dem Bergbaue gewiss einen guten Dienst erweisen.

Das Centrum des schiefen Sattels von Słoboda Rungurska wird von einem ziemlich massigen, feinkörnigen, kalk- und bitumenarmen, gelblichgrauen Sandsteine gebildet, welcher den Rücken des Berges „Kamienista" (675 Meter) und den eines zweiten 660 Meter hohen sich nördlich von den Schächten erhebenden Berges zusammensetzt und mit ziemlich grossen Blöcken bedeckt, die dem bekannten Jamna-Sandstein sehr ähnlich sehen [2]).

Obgleich es nun ganz zulässig wäre, diesen Sandstein mit dem Jamnasandsteine zu identificiren, so habe ich es dennoch vorgezogen, denselben noch den Eocän-Schichten zuzurechnen, da ich mich im ganzen Terrain überzeugt hatte, dass der echte Jamna-Sandstein niemals am Baue so schmaler und steiler Sättel theilnimmt, und dass den karpathischen Eocän-Schichten oft die verschiedensten Schiefer, Conglomerate und Sandsteine local eingelagert sind.

---

[1]) Verh. G. R. A. 188.

[2]) Auch jener glauconitische Sandstein zerfällt in riesige Blöcke; er lässt sich jedoch von dem jetzt in Rede stehenden sehr scharf unterscheiden.

Ueber die Entdeckung des Petroleums in Słoboda Rungurska bemerkt W i n d a k i e w i c z[1]) Folgendes: „Angeblich im Jahre 1771 hat man einen 12° tiefen Schacht auf einem von einem Bauer gekauften Grunde erworben, um nach Soole zu suchen, statt Soole erhielt man jedoch Petroleum, . . “. — Als man in Galizien nach Erdöl zu suchen anfing, wurden auch hier mehrere Unternehmungen gegründet. Der eigentliche, äusserst rasche und günstige Aufschwung der hiesigen Bergwerke erfolgte erst vor ungefähr drei Jahren. Im September 1881 waren hier etwa 50 Schächte in Betrieb, darunter etwa 10 ölgebende. Die Schächte „Klementine“, „Hedwig“, „Wanda“ gehören zu den reichsten in ganz Galizien. Der rasche und sehr ergiebige Oelzufluss hat sich jedoch innerhalb mehrerer Monate ziemlich verringert; dagegen soll im April 1882 in einem neuen Schachte des Herrn von T o r o s i e w i c z wieder eine überaus reiche Erdölquelle erbohrt worden sein.

Die mittlere Tiefe der ölgebenden Schächte beträgt circa 115 bis 130 Meter.

Das Rohöl von Słoboda ist braunschwarz, undurchsichtig und überhaupt schlechter, als wo anders in den Karpathen; jedoch besser als das von Borysław.

Südöstlich von den Bergbauen wird der Sattel enger und die Aufschlüsse innerhalb desselben sehr selten. Nur am Berezówka-Bache und an den Quellen des Łaskunka-Baches sieht man an einigen Stellen Menilitschiefer.

Erst im Thaleinrisse des Łuczka-Flusses ist der ganze Sattelaufbruch sehr gut aufgeschlossen. Die Menilitschiefer treten zu beiden Seiten des Sattels in typischer Entwicklung und mit allen charakteristischen Merkmalen auf.

Die Eocängebilde treten hier in derselben Facies auf, wie in Słoboda-Rungurska; nur sind hier jene mächtigen Glauconit-Sandstein-Bänke zu höchstens 2 Meter dicken Lagen reducirt.

Das Streichen schwankt hier unbedeutend zwischen *h* 11—12. Das Fallen ist am Flusse fast senkrecht. In den höheren Horizonten sieht man jedoch sehr deutlich eine sattelförmige Umbiegung der Menilitschiefer. In den am Gipfel der Hügel: „Runok mały“ und „Runok wielki“ (N. von Łucza) sichtbaren Abrutschungen kann man ein flaches nordöstliches Einfallen dieser Schiefer beobachten. D e r s c h i e f e S a t t e l v o n S ł o b o d a R u n g u r s k a i s t h i e r d e m n a c h r e g e l m ä s s i g e r, w o d u r c h a l l e B e d e n k e n i n B e z u g a u f d i e T e k t o n i k d e r h i e s i g e n H ö h e n z ü g e v e r s c h w i n d e n.

Etwa $1^1/_2$ Kilometer südlich vom Łuczka-Flusse zwischen Berezów niżny und Łucza befinden sich einige in diesen Eocänschichten abgeteufte Petroleum-Schächte. Bisher wurde hier eine Tiefe von mehr als 80 Meter erreicht. Trotz schöner Oelspuren und eines bedeutenden Gasauftriebes wurden hier bisher keine nennenswerthen Resultate erzielt.

Ausserdem sind in der Nähe der Mündung des von Akreszory kommenden Baches 15—20 (einige bestehen seit 14 Jahren) nicht tiefe Schächte im grauen salzführenden Thone angelegt. Der Salzthon

[1]) Berg- und hüttenmänn. Jahrbuch 1875, 45.

dringt hier buchtförmig in die Menilitschiefer hinein und es erscheint mir zweifellos, dass die geringe Menge des dicken, theerartigen hier auftretenden Petroleums hier auf secundärer Lagerstätte ist und aus den Menilitschiefern stammt, was noch dadurch bestätigt wird, dass ich auf den Schachthalden oft ausser Thonen und Schiefern auch Hornsteine vorfand.

Der miocäne Conglomerat- und Dobrotower-Sandsteinzug, welcher südwestlich den oberwähnten Sattelaufbruch begrenzt, endet bei Berezów niżny und fällt südlich unter die jüngeren Miocängebilde ein. An dem Bache von Akreszory stosst der graue Salzthon (das jüngste Gebilde der sogenannten Salzformation in diesen Regionen) unmittelbar an die Menilitschiefer, welche sich schon an die eigentlichen karpathischen Züge anschliessen. Diese Schiefer zeigen hier vielfache Dislocationen und ein sehr veränderliches Streichen. Im Allgemeinen ist hier am Bache von Akreszory ein Streichen in *h* 4—5 vorherrschend, also senkrecht zur normalen Streichrichtung in den benachbarten Gebirgszügen (*h* 9—10).

IV. Der Durchschnitt vom Quellgebiete des Pistynka-Flusses nach Jabłonów.

Der Pistynka-Fluss wird von zwei Hauptarmen gleichen Namens gebildet, welche sich etwas südlich vom Dorfe Prokurawa vereinigen. Der westliche Arm entspringt etwa 10 Kilometer südlich von Kosmacz und nur von diesem wird hier die Rede sein.

Das Quellgebiet dieses Armes bilden die nördlichen und östlichen Abhänge eines mächtigen Gebirgszuges, dessen nächste Gipfel sind: Ledeskuł (1464 m), Pożeretor (auf der Generalstabskarte irrthümlich Bożeratój genannt; 1453 m), Mencził (1300 m), Wersalem (1474 m) und Grahit (1471 m).

Dieser ganze Gebirgszug ist aus typisch und mächtig entwickeltem Jamna-Sandstein zusammengesetzt, welcher verwitternd die Gehänge mit riesigen Blöcken bedeckt und auf den Höhenrücken und Gipfeln ruinenartige Felsmassen bildet.

Die Hauptmasse bildet ein feinkörniger, fester, hellgelblicher Sandstein mit kleinen schwarzen und grünen Punkten und kleinen Glimmerblättchen, die sich nach der Verwitterung als weisse Punkte darstellen; ausserdem enthält er kleine Limonit- und Kalk-Einsprenglinge (vielleicht z. T. organische Reste) und etwas grössere fettglänzende Quarzkörner. Er zerfällt in scharfkantige Blöcke. Neben diesem tritt hier auch ein feinkörniger, rauher Sandstein auf, der etwas mürber ist und dem Urycz'er Sandsteine[1]) ähnlich, aber etwas fester ist, als dieser, inwendig röthlich mit dunklen Punkten und weissen Glimmerblättchen. Nach der Verwitterung bedeckt er sich nicht mit einer mürben braunen Rinde, wie dies bei dem gleichzustellenden massigen Sandsteine von Urycz oder Spas der Fall ist. Stellenweise wird er ziemlich grobkörnig.

Unter den riesigen Blöcken dieser Sandsteine fand ich in der Nähe des Gipfels „Pożerotor" auf dem östlichen Abhange desselben

[1]) Kreutz und Zuber: Mraźnica und Schodnica (polnisch, Kosmos 1881, 330).

ein grosses Bruchstück eines z. T. verwitterten Conglomerates, welches vorwiegend aus abgerundeten Milchquarzkörnern von Erbsengrösse, ferner aus scharfen Stückchen grüner und schwarzer Schiefer bestand. Die Grundmasse war sandig-thonig ohne Kalk. Dieses Conglomerat erinnert sehr an einige ähnliche Gesteine, die zwischen den Bryozoën-Sandsteinen im Liegenden des massigen Sandsteines bei Mraźnica und Orów[1]) auftreten.

In Folge der Zerklüftung und Verwitterung sieht man hier nirgends eine Schichtung; erst gegen das Liegende zu, wo schmälere und festere Sandsteinbänke auftreten, kann man ein Streichen in *h* 10 und ein Fallen circa 30° gegen SW. beobachten.

Dieser Jamna-Sandsteinzug geht gegen NO. ganz concordant in einen Schichtencomplex über, den ich, dem Vorgange des Herrn Professor Kreutz folgend, auch hier im ganzen Gebiete als plattige Sandsteine ausgeschieden habe. Dieselben sind hier fast ebenso entwickelt, wie in der Umgegend von Mraźnica und Dołhe (am Stryj).

Es sind dies vorwiegend sehr feste, vorzüglich geschichtete, inwendig graue oder bläuliche, braun verwitternde Kalksandsteine; dieselben zeigen auf den Schichtflächen oft Hieroglyphen, die zumeist stängelförmig und quer gerippt sind. Ausserdem treten hier an der Pistynka an einigen Stellen bis 1 Meter mächtige Bänke eines grobkörnigeren, aschgrauen Sandsteines auf mit zahlreichen Glimmerblättchen, seltenen feinen Kalkspathadern und kleinen Einsprenglingen von Kohle und dunklen Schiefern. Nach dem Verwittern zerfällt dieser Sandstein leicht in einen groben, dunkelgrauen Sand. Untergeordnet sind diesen Sandsteinen auch dünne Bänke eines dunklen Schiefers, und kalkig-quarzige Conglomerate eingelagert, die an anderen Stellen eine bedeutende Mächtigkeit erlangen, wovon aber später die Rede sein wird.

Das Streichen dieser Schichten schwankt zwischen *h* 9 m 40 und *h* 11; dieselben fallen südwestlich, in der Nähe des massigen Sandsteines mit 20—30°, an der Grenze der Ropianka-Schichten (im Liegenden) bedeutend steiler.

Gegen NO. folgt nach diesem Zuge plattiger Sandsteine ein schmaler continuirlicher Ropianka-Schichtenzug. An der Pistynka sind dieselben in einer kleinen Entblössung in der Gestalt blaugrauer, krummschaaliger Hieroglyphenlagen mit Kalkspathadern, Schiefer- und Fucoidenmergelbänken sichtbar.

Im Streichen dieses Zuges gegen SO. treten diese Schichten im Quellgebiete des Riczka-Baches in abgeänderter Facies auf.

Zwischen grünlich-grauen Schiefern sind hier zahlreiche schmale Bänke eines sehr festen, dunkelgrünen, klingenden, zerklüfteten Sandsteins mit Kalkspatadern eingelagert. Die Hieroglyphen auf den Schichtflächen sind sehr zahlreich, zumeist feine Striche und Punkte, manchmal aber dicke Wülste, die sich leicht vom Muttergesteine abtrennen lassen. Ausserdem sind hier dünnschichtige, zerklüftete, bräunliche, fleckige, krummschalige Sandsteine mit dicken, gerippten Hieroglyphen, grobkörnige, graue und grüne Sandsteine, endlich lichte Fucoidenmergel, die denjenigen von Prałkowce bei Przemyśl sehr ähnlich sind.

[1]) Kreutz und Zuber l. c. 324.

An dieser Stelle weisen diese Schichten sehr schöne Erdölspuren auf.

Diese Schichten fallen am Riczka-Bache unter einem Winkel von 30° unter die plattigen Sandsteine (SW.) ein.

Der nun beschriebene Ropianka-Schichtenzug stosst gegen NO. unmittelbar an typisch entwickelte Menilitschiefer.

Die Längsverwerfung zwischen diesen beiden Bildungen ist schon äusserlich in landschaftlicher Hinsicht markirt. Auf der ganzen Linie vom Berge Stewiora (W. von Kosmacz, 1126 Meter) bis zum Quellgebiete der Riczka (über 11 Kilometer) bilden alle von Ropiankaschichten zusammengesetzte Höhen sehr steile Abstürze von manchmal mehreren 100 Metern gegen NW. d. h. gegen die Menilitschiefer zu.

In der Nähe der Ropianka-Schichten fallen hier die Menilitschiefer regelmässig südwestlich mit 45° ein und zeigen ein Streichen in *h* $10^1/_2$.

Den typisch entwickelten und ausgezeichnet aufgeschlossenen Menilitschiefern sind weiter nordöstlich bis 20 Meter mächtige Bänke eines mürben feinkörnigen, stellenweise bituminösen Sandsteines eingelagert, dann kommt eine Partie von Hornsteinbänken, (*h* $10^1/_2$; das Fallen: 30° gegen S. W.), denen im Liegenden wieder derselbe Sandstein folgt und über den Eocän-Bildungen ein etwas unregelmässiges Gewölbe bildet. Dieser Sandstein bildet am Pistynka-Flusse an zwei Stellen ziemlich grosse Felsen, die sich jedoch durch ihre helle Färbung von ähnlichen Vorkommen in den Sandsteinen von Urycz und Jamna unterscheiden.

Stellenweise ist dieser Sandstein stark mit Petroleum imprägnirt und zeigt dann eine dunkel-graue Färbung; verwitternd zerfällt er in einen feinen, fast weissen oder schwachgelblichen Sand. Zwischen seinen Bänken kann man oft ganz dünne Einlagerungen von dünnblättrigen braunen, gelb oder rostig verwitternden Schiefern mit Glimmerblättchen, Gyps- und Eisenvitriol-Kryställchen antreffen.

Das Alterniren dieser Sandsteinbänke mit echten Menilitschiefern und Hornsteinen lässt eine Trennung dieses Gebildes von denselben nicht zu.

Nordwestlich vom Hügel „Zapust“ (772 Meter) wurden in diesem Sandsteine einige Petroleumschächte angelegt, die bereits aus demselben mehrere hundert Zentner eines dicken schwarzbraunen Erdöls gewonnen haben.

Nachdem der Sandstein durchfahren war (in einem Schachte in 10, im zweiten in 60 Meter Tiefe), traf man auf ein grünes Conglomerat, welches den Eocän-Conglomeraten von Schodnica, Pasieczna und Słoboda Rungurska (nicht zu verwechseln mit dem Salzthon-Conglomerat) sehr ähnlich ist. Weiter folgten grüne Schiefer mit einzelnen kieseligen Sandsteinbänken. Der starke Gasauftrieb, welcher die Bohrarbeiten begleitet, wie auch der sattelförmige Aufbau der Schichten lässt hier auf einen bedeutenden Oelreichthum schliessen, was auch bereits zur Führung der Arbeiten in grösserem Massstabe Veranlassung gegeben hat.

Der Eocänsattel ist auch im Pistynka-Thale unter jenem dickbänkigen Sandsteine aufgeschlossen.

Es sind dies grüne und stellenweise rothe Schiefer mit zahlreich eingelagerten grünlichen, kieseligen Sandstein-Bänken, die ziemlich

seltene, zumeist wulstige Hieroglyphen zeigen, ferner mit grünen Conglomerat-Lagen und glauconitischen grobkörnigen Sandsteinen: überhaupt dasselbe wie in Słoboda Rungurska.

Ausserdem fand ich in den grünen Schiefern zahlreiche lose, abgerundete Blöcke von dem bekannten grünen Gestein der karpatischen Conglomerate, von Thoneisenstein und ein Stück eines echten Phyllites.

Dieser hier ziemlich regelmässig gebaute Eocänsattel erhebt sich rasch und bedeutend gegen SO. und es werden bald unter den Eocän-Schichten der Jamna-Sandstein, die plattigen Sandsteine und bei Riczka sogar die Ropianka-Schichten in gewöhnlicher Ausbildung sichtbar.

Zwischen den plattigen Sandsteinen dieses Sattels erlangen Conglomerate eine sehr bedeutende Entwickelung. Am Stawnik-Bache, etwa $2^1/_2$ Kilometer südlich von Kosmacz werden aus denselben Mühlsteine gemacht.

Dieses Conglomerat ist sehr fest; das gleichmässige Korn übersteigt nicht die Grösse einer Erbse; das Uebergewicht bildet Milchquarz und heller Jura-Kalk; ausserdem sind hier grünliche und schwarze, zumeist scharfe Schieferpartikelchen; der Cement ist kalkig, im frischen Zustande grau, nach der Verwitterung gelbbraun, manchmal blutroth.

Ganz ähnliche und zu demselben Zwecke verarbeitete Conglomerate kann man in demselben Horizonte an vielen Stellen in den Karpathen antreffen. Eine besondere Analogie ist bemerkbar zwischen der obbenannten Stelle und einem Steinbruche nördlich von Dołhe[1]) am Stryjflusse.

Nur der südwestliche Flügel dieses Sattels ist ganz regelmässig entwickelt. In den tiefen Einschnitten des Stawnik-Baches, des zweiten Quellarmes der Pistynka bei Brustury und des Riczka-Baches lässt sich eine ganz regelmässige Schichtenfolge beobachten. An der nordöstlichen Seite fehlt aber der Jamna-Sandstein, und bei Riczka stossen sogar die steil erhobenen Ropiankaschichten unmittelbar und etwas discordant an die Eocänschichten, so dass hier ein schönes Beispiel vorhanden ist, wie ganz regelmässige Schichtensättel in Verwerfungen übergehen können.

Der feinkörnige Sandstein, welcher am „Zapust“ in Kosmacz die Grenze zwischen dem Eocän und Oligocän bildet, entspricht nicht allen Verbiegungen der Menilitschieferschichten, wass indess leicht durch die Natur dieser beiden Gebilde erklärt werden kann. Ueberhaupt ist das Auftreten dieses Sandsteines, wie schon oben bemerkt wurde, sehr local, da derselbe auf der Nordseite des Eocänsattels in den nördlich vom Bergwerke eingerissenen Schluchten sehr mächtig und concordant auftritt, dagegen im Pistynka-Thale kaum durch einige schmale Bänke angedeutet wird, die die grünen Eocänschiefer von den gestreiften Hornsteinen der Menilitschiefer trennen.

Von dieser Stelle angefangen, wird die ganze Thalerweiterung von Kosmacz durch stark gestörte und vielfach verworfene Menilitschiefer ausgefüllt, welche stellenweise durch mächtige Diluvial-, Lehm- und Schottermassen bedeckt sind.

---

[1]) Kreutz und Zuber l. c. 339.

Zwischen den Oligocängebilden dieses Thalkessels kann man ausser den typischen, allgemein bekannten Varietäten der Menilit-, Fisch-, Dysodil-Schiefer, Hornsteinbänke etc. noch einige andere Gebilde beobachten, die jedoch nur als locale Einlagerungen aufzufassen sind. Ich will im Folgenden eine kurze Charakteristik derselben geben. Es wiederholen sich noch mehrfach dicke Bänke eines mürben, bituminösen Sandsteines (z. B. beim Wasserfall östlich von Zapust); grüne kieselige, ganz Eocän-artig aussehende Sandsteine, die jedoch mit braunen Meletta-Schuppen führenden Schiefern wechsellagern; graue Mergelschiefer, die sich von den sehr ähnlichen Salzthonschiefern nur durch ihre ausgesprochene Mergelnatur unterscheiden; mit den letzteren wechsellagernd: dunklere Schiefer; grünliche, roth gefleckte Schiefer; graue, gestreifte, rostig gefleckte, oft etwas krummschalige Sandsteine (bis 20 cm. mächtig); ein gelblicher, hydraulisch aussehender, muschelig brechender, bis $^1/_2$ Meter mächtiger Kalkstein; grünliche, mürbe, grobkörnige Sandsteine; schmale Schichten eines mürben, bituminösen, gestreiften Sandsteines, endlich seltene Hornsteinbänke. Ueberhaupt zeigen diese Schichten die vollkommenste Analogie mit denjenigen, die ich mit Herrn Professor Kreutz bei Schodnica (l. c. 335), und darunter ein Conglomerat mit Schaalenresten auffand.

Interessante Aufschlüsse findet man im Einschnitte des Baniek-Baches. Derselbe entspringt nordwestlich von Kosmacz und mündet unterhalb des Salzberges in die Pistynka, auf der Generalstabskarte irrthümlicher Weise „Bahnec" genannt.

Die oben beschriebenen grauen Mergelschiefer und mürben Sandsteine (Oligocän) verändern langsam ihr Streichen in *h* 6 und noch weiter westlich in *h* 5.

Etwas weiter bachaufwärts sind auf der südlichen Seite sehr mächtige ungeschichtete Lehm- und Schottermassen abgelagert, unter denen ich ausser karpathischen keine anderen Geschiebe auffand, und die möglicherweise glacialen Ursprungs sind.

Ferner zeigen sich auf der nördlichen Seite ganz plötzlich typische plattige Sandsteine, die mit *h* $4^1/_2$ streichen und gegen N. an echte Ropiankaschichten grenzen, welche in ihrer ganzen Ausdehnung nicht nur in den Bacheinrissen, sondern auch am Gipfel des Berges „Meł" ausgezeichnet aufgeschlossen sind.

Um nicht in allzu häufige Wiederholungen zu gerathen, will ich von der Beschreibung der hier auftretenden überhaupt ganz typischen Gesteinsvarietäten absehen und nur bemerken, dass hier die blaugraue Facies der Ropiankaschichten auftritt (auf die Facies-Unterschiede dieser Schichten werde ich noch in den Schlussbetrachtungen zurückkommen).

Am Südabhange des Berges „Meł" (790 m) habe ich in einem blaugrauen, krummschaligen und kalkreichen Sandsteine eine Versteinerung gefunden, die äusserlich einem Belemniten ähnlich sieht. Nach der Ansicht des Herrn L. Teisseyre, welcher dieses Stück auf mein Ansuchen näher untersucht hat, ist dies jedoch wahrscheinlicher ein nicht näher bestimmbares Crinoidenarmstück.

Die Lagerung der Ropiankaschichten ist hier äusserst gestört. Das Streichen springt oft von *h* 6 plötzlich in *h* 1 über. Die Schichten sind grösstentheils sehr steil aufgerichtet.

Die soeben besprochenen Ropiankaschichten bilden hier das südöstliche Ende des schon früher südlich von Delatyn beschriebenen Zuges.

Dieselben stossen nördlich und östlich unmittelbar mit Menilitschiefern zusammen.

Ein Theil der obgenannten cretacischen Bildungen wie auch der angrenzenden Menilitschiefer wird nordwestlich von Kosmacz von ungeschichteten grauen Thonmassen in bedeutender Mächtigkeit bedeckt. Dieselben sind z. T. von diluvialen Schotter- und Lehm-Ablagerungen begrenzt und setzen am Pistynka-Flusse den sog. „Salzberg" (solna góra) zusammen. Im Inneren dieses Berges ist ein sehr reines Steinsalzlager bekannt, welches bereits mehrmals durch atmosphärische Einflüsse entblösst, aber jedesmal im Auftrage der Finanzbehörden sofort wieder verdeckt und z. T. vermauert worden ist.

Ehemals bestand hier eine Sud-Saline; jetzt darf nur die Gemeinde aus zwei kleinen Sooleschächten ihren eigenen Bedarf decken. Da hier niemals ein rationeller Bergbau versucht worden ist, so kann man auch über die Lagerungsweise, Mächtigkeit, Ausdehnung etc. des Salzlagers gar nichts näheres angeben.

An trockenen Sommertagen bilden sich an den Abhängen dicke Salz- und Gyps-Krusten, und an sehr vielen Punkten rieselt ganz gesättigte Soole heraus.

Offenbar haben wir es hier mit einer Transgression von miocänem Salzthon zu thun, wie dies von den Herren Paul und Tietze in der Gegend von Maniawa und Porohy[1]) constatirt worden ist.

Weiter östlich folgt den Menilitschiefern ganz concordant ein neuer Eocänsattel.

Die Eocän-Schichten sind der Länge und der Quere nach im Pistynka-Thale und an den Quellarmen des Ruszor-Baches (nördlich von Kosmacz) ausgezeichnet aufgeschlossen.

Zwischen den Menilitschiefern und Eocän-Schichten tritt hier an der Pistynka südlich von der Brücke eine etwa 10 Meter mächtige Bank eines feinkörnigen lichten Sandsteins auf, gerade so, wie am „Zapust". Dieses Vorkommen ist hier ebenso, wie an anderen Orten, ganz local, denn 1500 Meter weiter gegen W. sieht man keine Spur davon zwischen dem Oligocän und Eocän, obwohl die Schichten ganz concordant auf einander lagern.

Die Hauptmasse der Eocän-Gebilde, namentlich der obere Theil derselben wird von dunkelgrünen Schiefern gebildet, die mehrfach mit rothen Thonen und selten mit dünnen Sandsteinlagen wechsellagern. In der Nähe der Stampfmühle (westlich von der Brücke) sind in diesen Schiefern zahlreiche exotische Blöcke eingeschlossen, die Kopfgrösse erlangen und den früher erwähnten (am Zapust) vollkommen gleichen.

Im Liegenden dieser grünen Schiefer kommen feste bituminöse, etwas sandige Mergel mit seltenen, kleinen und schlecht erhaltenen

[1]) Neue Studien etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1879, 213.

Pectenschalenresten (?) zum Vorschein. Diese Schichten gleichen vollkommen den Ablagerungen, die an der Mündung des Buchtowiec-Baches [1]) bei Pasieczna zwischen den Nummulitenschichten aufgeschlossen sind, wie auch andererseits denjenigen, die ich mit Herrn Professor Kreutz in der Schlucht zwischen den beiden Sägemühlen in Mrażnica [2]) dem Eocän zugezählt habe. Es ist noch zu bemerken, dass diese Mergel in Pasieczna im Hangenden, hier aber im Liegenden der grünen Schiefer vorkommen. Es zeigt dies nur, dass es bisnun nicht möglich ist, das karpathische Eocän nach den petrographischen Merkmalen in ein oberes und ein unteres Glied zu trennen.

Westlich von der Stampfmühle sind graue und grünliche Sandsteine vorwiegend, die manchmal grobkörnig und glauconitisch, manchmal wieder kieselig sind und zahlreiche Hieroglyphen enthalten.

Bei den Quellen des Ruszor-Baches prävaliren sehr kieselige, grünlich-graue stark zerklüftete Hieroglyphenlagen, und die mehrfach erwähnten grünen Eocän-Conglomerate.

Gegen das Hangende zu treten einige Bänke eines grobkörnigen, lichten, braun verwitternden, kalkigen Sandsteines auf, der zahlreiche organische Reste enthält. Es sind Bryozoen, Foraminiferen (darunter eine Calcarina), und sehr schlecht erhaltene Schalenreste, worunter ein Pecten-Fragment noch das deutlichste ist. Nummuliten habe ich hier nicht gefunden.

Die Eocän-Schichten bilden hier einen flachen regelmässigen Sattel, welcher durch schöne Erdölspuren ausgezeichnet ist, die jedoch gegenwärtig nur durch flache Gruben von den hiesigen Landleuten ausgebeutet werden.

Dieser Sattel erhebt sich gegen SO. bedeutend; der Jamna-Sandstein bildet an der „Obłaz" genannten Stelle riesige Felsen. Bei Prokurawa sind plattige Sandsteine und unter denselben auch Ropianka-Schichten in sehr steiler Lagerung aufgeschlossen. Der Bau des Sattels ist ganz regelmässig.

Gegen W. und N. fallen die Eocän-Schichten flach unter die Menilitschiefer ein, zwischen welchen am Nordabhange des Berges „Tarnicza" (N. von Kosmacz; 763 M.) dicke, mit Erdpech imprägnirte, mürbe Sandsteinbänke zum Vorscheine kommen.

Nach der Verwitterung zerfällt auch dieser Sandstein ähnlich wie am Zapust zu feinem, lichtem Sand.

Hier war die bekannte Asphalt-Grube und einige Petroleum-Schächte, die jedoch das Eocän bisher nicht erreicht haben und zur Zeit nicht betrieben werden.

Nach einer von Menilitschiefern ausgefüllten Mulde folgt gegen NO. wieder ein dem vorhergehenden ähnlicher Sattel, der sich einerseits bei Akreszory verliert und andererseits gegen SO. wie die anderen steil erhebt.

Die Eocän-Schichten dieses Sattels sind gerade so ausgebildet wie an den Ruszor-Quellen. An der Thalsohle grenzen sie unmittelbar an flach gegen SW. fallende plattige Sandsteine, die gegen oben

---

[1]) Tietze und Paul l. c. 63.
[2]) Kreutz und Zuber l. c. 321.

(„Magura-Berg“ 751 Meter) sehr deutlich in Jamna-Sandstein übergehen. Man kann hier direct beobachten, wie sich dieser massige Sandstein von oben nach unten zwischen den Eocän-Schichten und den plattigen Sandsteinen auskeilt. Im nordöstlichen Sattelflügel ist keine derartige Lücke in der Schichtenfolge vorhanden.

Der nun folgende nördlichste Menilitschieferzug zeigt vielfache Störungen im Streichen der Schichten. Neben dem Berge „Kamień“ (604 Meter) beträgt dasselbe *h* 4—5. Von einer Fortsetzung des Eocänsattels von Słoboda Rungurska und Lucza ist keine Spur zu bemerken, trotz sehr guter und tiefer Aufschlüsse.

Das den Ruszor-Berg (538 Meter) zusammensetzende Miocän-Conglomerat, welches eine Fortsetzung des nordöstlichen Gebirgszuges von Słoboda darstellt, grenzt hier concordant an die Menilitschiefer (das Streichen ist hier normal *h* 9—10, und das Fallen sehr steil gegen NO.) und geht gegen NO in jüngere Bildungen der Salz-Formation über.

Westlich von Jabłonów sind die Dobrotower Schichten an der Strasse nicht ganz typisch entwickelt. Namentlich treten hier viel mehr graue Schiefer auf, als bei Dobrotów und Berezów. Ausserdem sind hier zahlreiche, grosse Gypsblätter[1]) ausgeschieden, was in diesen Schichten gewöhnlich nicht stattfindet. Der verhältnissmässig schmale Streifen dieser Schichten gränzt weiter, wie im ganzen Gebiete, an rothe Schiefer, die zahlreiche Störungen im Schichtenbaue aufweisen, und in Folge höchst lückenhafter Aufschlüsse unmöglich in ein genaues Detail-Profil zusammengestellt werden können.

V. Schlussbetrachtungen.

Im ganzen vorher geschilderten Gebiete war die Ausscheidung folgender Formationsglieder möglich:

A. Kreide.

1. Ropianka-Schichten.
2. Plattige Sandsteine.
3. Massiger (Jamna-) Sandstein.

B. Tertiär.

1. Eocän (Obere Hieroglyphen-Schichten).
2. Menilitschiefer (Oligocän).
3. Neogen (Salzformation).

a) Conglomerat von Słoboda Rungurska.
b) Dobrotower Sandsteine.
c) Rothe Schiefer mit thonigen Sandsteinen.
d) Graue Salz- und Gyps-führende Thone.

C. Quaternär.

Berglehm, Löss, Glacialdiluvium etc.

Die einzelnen Glieder dieser Reihenfolge wurden bereits im Laufe der vorliegenden Arbeit eingehend charakterisirt. Ich will mich hier daher in Bezug auf diese Eintheilung nur auf wenige Bemerkungen beschränken.

---

[1]) Vgl. Tietze und Paul l. c. 95.

Es kann mir vor allem der Vorwurf gemacht werden, dass ich den von Herrn Bgr. Paul zuerst in die Literatur eingeführten Namen: „Ropianka-Schichten" gebrauche, trotzdem ich nicht alles mit diesem Namen umfasse, was dieser Geologe so bezeichnete. Es ist jedoch eine Thatsache, dass selbst die Herren Bgr. Paul und Dr. Tietze in ihren späteren karpathischen Arbeiten (nach dem Jahre 1877) den Umfang der Ropianka-Schichten sehr bedeutend einschränken — ein Blick auf die Kartenblätter: Mareniczeni und Skole beweist dies am besten; — ferner ist das geologische Alter der den Ropianka-Schichten gewöhnlich zugezählten Gebilde bisher keineswegs genau festgestellt [1]). Somit hätte ich einen Local-Namen durch einen anderen ersetzen müssen, was der Wissenschaft ganz bestimmt keinen grossen Nutzen gebracht hätte. Desshalb habe ich vorgezogen bei der alten Benennung zu bleiben, und bezeichnete als Ropianka-Schichten den tiefsten, überhaupt ausscheidbaren Schichtencomplex des ganzen Gebietes.

Was die Dreitheilung der karpathischen Kreide betrifft, so habe ich mich vielfach überzeugt, dass sich dieselbe viel consequenter und natürlicher durchführen lässt, wie die bisher übliche Zweitheilung in unteren und mittleren Karpathen-Sandstein. Besonders waren es die von Professor Kreutz zuerst ausgeschiedenen plattigen Sandsteine, die fast überall in den Ostkarpathen mächtige Complexe bilden, und einmal (wie bei Dora und Mrażnica) den unteren, ein andermal (wie bei Schodnica) den mittleren Karpathen-Sandsteinen zugetheilt wurden.

Schon oben im Texte wurde angedeutet, dass die Ropianka-Schichten in zwei Abänderungen auftreten, die jedoch nur durch einen Facies- und nicht einen Niveau-Unterschied bedingt sind.

In der einen Abänderung prävaliren blaugraue kalkige Hieroglyphen-Gesteine und Schiefer.

Die zweite Varietät wird durch dunkelgrüne, stellenweise rothe Schiefer, und grüne, harte Hieroglyphen-Sandsteine, die weniger kalkhältig sind als die anderen, charakterisirt. Fucoidenmergel kommen in beiden Abarten vor. Die grüne Varietät ist in vieler Beziehung den Eocän-Schichten ähnlich.

Merkwürdig ist es, dass das Petroleum, — wo es in Ropianka-Schichten auftritt — meistens an die grüne Abänderung gebunden ist. So ist es z. B. in Ropianka, Kręciaty, Pasieczna, zum Theil Mrażnica, Riczka (bei Kossow), — während die blaugraue Varietät gewöhnlich petroleumfrei ist.

Aus dieser zufälligen Beobachtung will ich jedoch gar keine weiter gehenden Schlüsse ziehen; vielleicht werden spätere Untersuchungen mehr Zusammenhang zwischen dem Petroleum und der Facies der ölführenden Schichten aufweisen.

Interessante Beobachtungen liessen sich in diesem Gebiete anstellen über die Stellung mächtiger Lagen von feinkörnigem, lichtem, zu feinem weissen Sande verwitterndem Sandsteine, der als sogenannter Kliwa-Sandstein als oberstes Glied des karpathischen Oligocäns betrachtet wurde. Am Kliwa-Berge bei Delatyn sind diese Schichten wirklich auf die höheren Lagen der Menilitschiefer-Gebilde beschränkt. An anderen

[1]) Vgl. Vacek, Jahrbuch geol. R.-A. 1881, 194—195.

Orten jedoch, und besonders in der Gegend von Kosmacz trifft man dieselben Sandsteine in ganz typischer Entwicklung als sich wiederholende Einlagerungen von rein localer Bedeutung in der Mitte und sogar an der Basis der Menilitschiefer in ganz concordanter Lagerung mit diesen und den darunter folgenden Eocän-Schichten.

Ich betrachte diesen Sandstein — wenigstens in den mir bekannten Gebieten — nicht als jünger als die Menilitschiefer, sondern als eine gleichaltrige, rein locale Einlagerung dieser Oligocän-Gebilde.

In Bezug auf die Tektonik habe ich hier ähnlich, wie fast überall in den Karpathen, im Allgemeinen ein System von Sätteln und Mulden beobachtet, die meistens schief und gegen N. überstürzt sind.

Der complicirtere Bau des Gebirges um Kosmacz herum rührt daher, dass hier auf einmal nahe aneinander mehrere Sättel auftreten, die sich weiter gegen SO. steil erheben, theilweise in Verwerfungen übergehen (z. B. bei Riczka), durch ihr plötzliches Ansteigen bedeutende Abweichungen im normalen Streichen hervorrufen und auch der Landschaft ein ziemlich wildes und zerrissenes Aussehen verleihen, was sonst in den Karpathen selten vorzukommen pflegt.

Einige Längsverwerfungen zwischen den Menilitschiefern und den Ropianka-Schichten wurden schon früher angedeutet. Zu bemerken bleibt noch, dass die meisten hier beobachteten Sättel gegen den Czeremosz-Fluss zu in solche Verwerfungen übergehen, deren regelmässige Nacheinanderfolge bereits von den Herren Paul und Tietze beobachtet wurde (l. c. 103).

Es scheint überhaupt, als ob in diesen Gegenden Verwerfungen innerhalb der karpathischen Ablagerungen am leichtesten dort entstanden wären, wo die mächtigen Complexe der massigen und plattigen Sandsteine steil emporgehoben wurden. Diese scharfer Knickungen und Umbiegungen nicht fähigen Gebilde mussten leicht brechen und dadurch Discordanzen oder Spalten zwischen jüngeren und älteren Schichten, die zumeist aus nachgiebigeren Gesteinen bestehen, hervorrufen. Denn grösstentheils sind die Sättel bei den Anastomosen, wo nur die Eocän. Gebilde gehoben sind, ganz regelmässig gebaut, während sie beim Aufbruche der Kreide-Schichten gewöhnlich in Verwerfungen übergehen. Am besten lässt sich dies am Sattel zwischen dem „Zapust“ und Riczka beobachten.

Die Verwerfung, welche ich bei Delatyn zwischen den Menilitschiefern und der sogenannten Salz-Formation constatirt habe, reicht gegen SO. bis Berezów niżny. Oestlich von Delatyn sieht man zwar nirgends unmittelbar die Verwerfungsspalte. Das unmittelbare Anstossen der Menilitschiefer, die am Gebirgsrande südwestlich einfallen, mit der unzweifelhaft jüngsten Bildung der Salzformation, nämlich mit den salzführenden grauen Thonen, — was überall der Beobachtung zugänglich ist — reicht jedoch zur Bestätigung der bei Delatyn gemachten Beobachtungen vollkommen hin, denn man könnte hier sonst das Fehlen der älteren Schichten, nämlich der rothen Schiefer, Dobrotower Sandsteine

und Conglomerate, die bei Słoboda Rungurska so mächtig entwickelt sind und in so regelmässiger Folge nacheinander auftreten, auf keinen Fall erklären.

Auf welche Art diese Verwerfung und der Sattel von Słoboda Rungurska in die regelmässige und concordante Schichtenfolge zwischen Lucza und Jabłonów übergehen, lässt sich nicht entscheiden, da die Menilitschiefer zwischen Akreszory und Lucza so zahlreiche Dislocationen und Abweichungen im Schichtenbau zeigen, dass ihre Tektonik nicht genau entwickelt werden kann.

Weit entfernt vom Eingehen auf theoretische Speculationen, muss ich jedoch an dieser Stelle einige Thatsachen vermerken, die von der Art der Erhebung der hiesigen Gebirge einen Begriff geben können.

Die Schichtenfolge von den ältesten bis zu den jüngsten Stufen ist in den Karpathen gewöhnlich so regelmässig und einförmig, dass es oft schwierig ist, die einzelnen Formationsglieder von einander zu trennen. Diese Thatsache würde beweisen, dass die ganze Masse der Karpathen erst nach Ablagerung der jüngsten Schichten, d. h. in der Mitte oder zum Schlusse der tertiären Epoche gehoben wurde.

Es wurde jedoch bereits von Tietze und Paul (l. c.) nachgewiesen, dass an einigen Stellen Discordanzen vorhanden sind, die eine theilweise Aufrichtung der älteren Ablagerungen vor dem Absatze der tertiären sehr wahrscheinlich erscheinen lassen.

Es ist mir gelungen, im oben geschilderten, wenn auch verhältnissmässig kleinen Gebiete einige für die letztere Auffassung sprechende Thatsachen zu finden. Die im NW. von Kosmacz auftretenden Ropianka-Schichten zeigen eine solche allseitige Discordanz gegen die angrenzenden Menilitschiefer, dass wir diesen Theil (aber nur dieses Ende des von Delatyn heranstreichenden Zuges) nothwendig als eine Kreide-Insel innerhalb des tertiären Meeres betrachten müssen.

Dass die Hebung der Karpathen auch später ungleichmässig erfolgte, beweist auch das Verhältniss des Miocäns zu den älteren karpathischen Bildungen. Während des Absetzens der älteren Glieder der sogenannten Salz-Formation musste bereits die Hauptmasse der Karpathen gehoben worden sein, da widrigenfalls die Miocänablagerungen nicht nur auf den Nordostrand der Karpathen beschränkt wären. Die concordante Aufeinanderfolge der Eocän-, Oligocän- und Miocän-Ablagerungen im Sattel von Słoboda Rungurska zeugt jedoch dafür, dass auch die alttertiären Schichten während der Miocän-Periode nur theilweise emporgerichtet sein konnten.

Das transgredirende Auftreten der jüngsten Bildungen der miocänen Salzformation, nämlich des Salz und Gyps führenden grauen Thones innerhalb der älteren karpathischen Ablagerungen (z. B. bei Kosmacz, Delatyn, Lucza, Maniawa, Porohy) spricht für das Vorhandensein von Salz-Seen und Buchten schon nach der Hebung der Menilitschiefer und vielleicht auch der älteren Miocänschichten.

Endlich haben die Herren Paul und Tietze[1]) beobachtet, dass der das Thal zwischen Delatyn und Berezów ausfüllende Diluviallehm bereits nach seiner Ablagerung ein wenig gehoben wurde, was in

[1]) l. c. 128.

der kleinen Wasserscheide zwischen den Stromgebieten der Osława und Łuczka sichtbar ist.

Es wird also vollkommen bestätigt, dass die Hebung der Karpathen in periodischen Zeiträumen z. T. noch vor der Tertiär-Epoche erfolgte und bis in die neueste Zeit hineinreichte.

Um jedoch in dieser Beziehung zu besseren theoretischen Anschauungen gelangen zu können, muss man den geologischen Bau grösserer karpathischer Gebiete viel genauer kennen lernen, als dies bis nunzu der Fall ist. Ich will mich daher auf die Angabe dieser wenigen Punkte beschränken.

Schliesslich muss ich noch einige Worte in Bezug auf die Petroleum-Horizonte hinzufügen.

Den tiefsten Horizont bilden hier, wie in den Karpathen überhaupt, die Ropianka-Schichten, zumal die grüne Abänderung derselben. Hierher gehört das Vorkommen von Riczka.

Der zweite Horizont wird durch die Eocän- (obere Hieroglyphen-) Schichten gebildet, und zwar die denselben eingelagerten zerklüfteten oder porösen Sandsteine. Dahin gehören die Bergwerke von Słoboda Rungurska, z. B. Lucza und Kosmacz.

Als dritter Horizont sind die Sandsteine der Menilitschiefer zu bezeichnen. Hierher fallen die meisten seit undenklichen Zeiten bekannten und von dem Landvolke in primitiver Art ausgebeuteten Oelspuren in Kosmacz, Akreszory, Lucza, Prokurawa, Tekucza, Brustury u. s. w. An einigen Stellen (z. B. in Lucza) ist das Petroleum aus diesen Schiefern unzweifelhaft in den anstossenden Salzthon eingesickert, wovon oben die Rede war.

Den vierten Petroleum-Horizont bilden die Dobrotower Sandsteine (zwischen Dobrotów und Łanczyn), wo eine Infiltration von der Seite oder gar von unten von vorneherein ausgeschlossen bleibt.

Ueberhaupt bin ich in der angenehmen Lage, die von den Herren Paul und Tietze zur Geltung gebrachte Anschauung, dass das karpathische Erdöl mit den ölführenden Schichtensystemen im genetischen Zusammenhange steht, und dass es vorwiegend auf der Höhe von Schichtensätteln auftritt, vollinhaltlich bestätigen zu können [1]).

[1]) Gleichzeitig mit dieser Mittheilung erscheint dieselbe Arbeit etwas ausführlicher in polnischer Sprache in der Lemberger Zeitschrift „Kosmos" (1882). Dieser Abhandlung ist eine colorirte Karte im Maasstabe 1 : 75.000, und eine Profil-Tafel beigegeben. Um dieselben auch den deutschen Lesern verständlich zu machen, lasse ich hier eine Farben- und Zeichen-Erläuterung folgen:

Grün, senkrecht und schief schraffirt	grauer Salzthon,	Miocän
„	rothe Schiefer mit Sandsteinbänken,	
„ wagrecht schraffirt	Dobrotówer Schichten,	
„ senkrecht „	Conglomerat von Słoboda Rungurska,	
Gelb	Menilitschiefer (Oligocän),	
Gelbbraun	Eocänschichten,	
Rosa	Jamna-Sandstein,	Kreide
„ senkrecht schraffirt	Plattige Sandsteine	
Blau	Ropianka-Schichten.	

× Petroleum-Schächte. ○ Soole-Schächte.

32. Band. 1882. JAHRBUCH III. Heft.

DER

KAIS. KÖN. GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.

Zur Kenntnis der Cephalopoden der Rossfeldschichten.

Von Dr. V. Uhlig.

Mit einer lithogr. Tafel (Nr. IV.) und 3 Figuren im Texte.

Seit längerer Zeit mit dem Studium der Cephalopoden der Wernsdorfer Schichten beschäftigt, habe ich eine Durchsicht der Versteinerungen der Rossfeldschichten in der Absicht vorgenommen, um einestheils palaeontologisches Vergleichsmaterial, anderentheils etwaige stratigraphische Aequivalente zu gewinnen. Dies führte zu einigen, wenn auch, wie von vorneherein zu erwarten stand, nicht bedeutenden Ergebnissen und Beobachtungen, welche ich in den folgenden Zeilen namentlich aus dem Grunde mittheilen zu sollen glaube, weil unser Wissen betreffs der „Rossfeldschichten" noch recht spärlich ist.

Es standen mir bei der Untersuchung die Versteinerungssuiten, welche die k. k. geologische Reichsanstalt besitzt, sowie einschlägige Materialien aus den bayrischen Alpen [1]) zur Verfügung. Unter den letzteren befand sich vornehmlich ein grosser Theil der Originalstücke zu der bekannten Arbeit Winkler's: Die Neocomformation des Urschlauerachenthales bei Traunstein mit Rücksicht auf ihre Grenzschichten. (Mit 4 lithogr. Tafeln und 8 Holzschnitten.) München 1868"; einer Arbeit, die zwar mit grosser Gründlichkeit durchgeführt ist, aber so schlechte, unrichtige Abbildungen enthält, dass sie in ihrer gegenwärtigen Form palaeontologisch nahezu unbenützbar ist. Bei Durchsicht der betreffenden Stücke ergaben sich sehr bald die vielfachen Mängel der vom Autor selbst verfertigten Zeichnungen. Eine abermalige bessere Abbildung derselben Stücke schien trotzdem bei dem Umstande ziemlich überflüssig, als die meisten Arten bereits durch viel bessere Abbildungen illustrirt sind; nur jene Arten, von welchen noch keine anderen Darstellungen bestehen, als die in Winkler's Arbeit, wurden abgebildet. Im übrigen besckränkte ich mich darauf, die vielfach zwischen Text und Abbildungen der genannten Schrift bestehenden Widersprüche zu be-

[1]) Die Herren Oberbergdirector Gümbel und Professor Zittel hatten vor längerer Zeit die betreffenden Stücke Herrn Vacek übergeben, als sich derselbe mit dem Studium der Vorarlberger Kreide beschäftigte und den leider nicht ausgeführten Plan hegte, eine geol. und pal. Monographie der Rossfeldschichten vorzunehmen. Es sei gestattet, den genannten Herren in H. Vacek's und meinem Namen für die so bereitwillige und liberale Ueberlassung des Materiales den wärmsten Dank auszusprechen.

seitigen und einzelne Beobachtungsfehler richtig zu stellen. Das Endergebnis wurde jedoch durch die wenigen Bestimmungsveränderungen, deren Vornahme nothwendig war, nicht wesentlich beeinflusst.

Das österreichische Material rührt von zahlreichen Localitäten der nordöstlichen Kalkalpen her, welche weiter unten aufgezählt werden sollen. Leider sind bis jetzt nur von wenigen Punkten so viele Arten bekannt, dass eine sichere Altersdeutung ermöglicht wird. Der Formenreichthum ist ein geringer, es kehren fast überall dieselben Arten wieder; trotzdem mussten einige als neu angesprochen werden; der Erhaltungszustand gestattete jedoch nur selten eine eingehendere Beschreibung. Die sich ergebenden stratigraphischen Daten werden der Uebersichtlichkeit wegen gleich in der Einleitung mitgetheilt werden.

Zum Schlusse soll die Beschreibung einiger interessanter Exemplare erfolgen, welche sich durch die Erhaltung des Mundsaumes auszeichnen.

Unter „Rossfeldschichten" versteht man bekanntlich bald hell, bald dunkelgrau gefärbte schiefrige oder sandige Mergel, die zuweilen mit Sandsteinen, zuweilen mit sogenannten „Fleckenmergeln" in Verbindung stehen. Sie repräsentiren in den Nordalpen südlich vom Flyschgürtel die östliche Facies der unteren Kreide, welche ungefähr in der Gegend von Füssen und beim Muttekopf die westliche Facies ablöst [1]). Wo Rossfeldschichten mit Neocom-Aptychenkalken (Schrambachschichten) Lipold's in concordanter Schichtenfolge verbunden sind, bilden die letzteren das liegende, die ersteren das hangende Glied. Sehr häufig treten aber die Rossfeldschichten selbständig auf und grenzen unmittelbar an weit ältere Gesteine in transgredirender Lagerung an. Die ältesten, ausführlicheren Nachrichten über ihre geologische Stellung verdanken wir namentlich Lill von Lilienbach [2]) und A. Boué [3]). Später wurden die Rossfelder Schichten namentlich von Lipold [4]), Prinzinger [5]), Gümbel [6]), Hertle [7]), Stur [8]), Peters [9]), Winkler [10]), v. Mojsisovics und Suess [11]) geologisch untersucht und beschrieben. Trotzdem entspricht unser Wissen darüber nicht mehr dem heutigen Stande der Wissenschaft, so dass die genaue geologische Erforschung dieser interessanten Gebilde als eine dringend erwünschte Arbeit bezeichnet werden muss.

Die erste genaue, auf ein Petrefactenverzeichnis gegründete Altersbestimmung hat von Hauer [12]) gegeben, indem er *Belemnites sp.*,

---

[1]) Nach v. Hauer, Jahrbuch der geol. Reichsanstalt, Bd. XVIII, 1868, S. 21 und Jahrbuch d. geol. Reichsanstalt Bd. XVII, S. 12.

[2]) Neues Jahrbuch f. Min., Geol. et Pal. 1830, S. 153, 1833, S. 1.

[3]) Mém. géol. et pal. pub. par A. Boué, Paris I. 1832, S. 190, 217. Es dürfte überflüssig sein, die ältere Literatur vollständig zu citiren, da sie von Hauer in diesem Jahrbuche Bd. I, 1850, S. 21—28 vollständig angegeben wurde.

[4]) Dieses Jahrbuch 1855, Bd. V, S. 592.

[5]) Bd. IV, S. 170.

[6]) Geogn. Beschr. d. bayr. Alpengeb. 1861, S. 517.

[7]) Dieses Jahrb. 1865, Bd. XV, S. 544.

[8]) Dieses Jahrb. 1854, Bd. IV, S. 477, Geol. d. Steiermark.

[9]) Dieses Jahrb. Bd. V, 1854, S. 439.

[10]) l. c.

[11]) Verhandl. der geol. Reichsanst. 1867, S. 378.

[12]) Berichte über die Mittheil. von Freunden d. Naturwiss. Wien III, 1848, S. 476. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1848, S. 371—374.

Nautilus sp., *Ammonites cryptoceras Orbigny*, *Astierianus Orb. Grasianus*, *infundibulum Orb.*, *heliacus Orb.?*, *semistriatus Orb.*, *subfimbriatus Orb.*, *multicinctus Hau.*, *Crioceras Duvali Orb.*, *Hamites sp.?* namhaft machte und auf Grundlage dieser Versteinerungen die Vertretung der unteren Neocomstufe Orbigny's nachwies. Die citirten Formen, deren Bestimmungen auch heute noch fast vollständig aufrecht erhalten werden müssen, geben ein gutes Bild der für gewöhnlich in den Rossfeldschichten auftretenden Fauna, sie sind die häufigsten und bezeichnendsten.

Die Untersuchungen v. Hauer's und der anderen österreichischen Geologen wurden durch die Gümbel's[1]) bestätigt und vielfach erweitert. Er bezeichnet die Rossfeldschichten als „mittlere Unterkreide" und vermehrt die Zahl der Arten und Fundorte, während Schafhäutl[2]) mehrere Species der Rossfeldschichten durch Abbildungen illustrirt. Fast gleichzeitig hatte v. Richthofen[3]) Gelegenheit in Vorarlberg einen Mergelschieferverband im Liegenden der sogenannten Kieselkalke kennen zu lernen, welchen er für älter ansah, als das tiefste Glied der Jurakreide, das dem Kieselkalke aequivalente Valanginien, eine Ansicht, die namentlich durch die neuen Untersuchungen Vacek's[4]) vollständige Bestätigung gefunden hat. Irriger Weise identificirte er jedoch die erwähnten, das Berriasniveau vertretenden Mergelschiefer mit der Gesammtheit der Rossfeldschichten, wonach diese älter sein sollten, als dies ursprünglich von v. Hauer angenommen wurde. Bald darauf wies denn auch v. Hauer[5]) auf die Unhaltbarkeit der v. Richthofen'schen Anschauung, wenigstens soweit sie die Rossfeldschichten betrifft, hin und zwar unter Berufung auf Gümbel's und Hohenegger's Arbeiten. Einige Jahre später wurden die Schichten des Urschlauerachenthales von Winkler (l. c. S. 34) ganz richtig als Aequivalent des *Néocomien inf.* Orbigny's (= *Néoc. moy.* der Schweizer, *Néoc. prop. dit*) angesprochen. Coquand[6]) macht von einem Vorkommen seines „Barrémien's" im Hollbachgraben in d. bayr. Alpen Mittheilung, von wo er im pal. Museum zu München *Scaph. Yvani Puz.*, *Ptychoceras laeve Math.*, *Amm. Dufrenoyi* und aufgerollte Cephalopoden gesehen haben wollte[7]). Auch U. Schloenbach[8]) erwähnte die Vertretung von Barrémien und zwar im Strobl-Weissenbachthale bei St. Wolfgang, doch, wie ich glaube, mit Unrecht, denn die von ihm mitgetheilte Versteinerungsliste (*Amm. cryptoceras*, *Grasanus*, *difficilis* und einige andere indifferente Fossilien) gibt zu dieser Behauptung keinen Anlass. In neuerer Zeit neigt man sich wohl ziemlich allgemein der Ansicht zu, dass in den Rossfeldschichten mehrere Stufen vertreten sein dürften, deren Erkennen die gleiche Facies einigermassen

---

[1]) l. c.

[2]) Südbayern's Lethaea geognostica.

[3]) Dieses Jahrb. 1862, Bd. XII., Verhandlungen 1859, S. 78.

[4]) Dieses Jahrbuch 1879, XXIX. Bd., S. 671—676.

[5]) Hauer und Stache, Geologie von Siebenbürgen, S. 157.

[6]) Bulletin de la Soc. géol. de la France, Bd. 23, 1865—66, S. 577.

[7]) Wie mir Herr v. Suttner freundlichst mittheilte, sind die Angaben Coquand's irrig; es handelt sich da wahrscheinlich um das von Oppel, Beyrich, Zittel und Wundt bekannt gemachte Gaultvorkommen aus der Umgebung von Vils.

[8]) Verhandlungen d. k. k. geol. Reichsanstalt 1867, S. 379.

erschwert, wie dies namentlich von Vacek (l. c. S. 676) deutlich ausgesprochen wurde.

Die vorliegende Untersuchung, die bei dem Mangel geologischer Daten vornehmlich mit Rücksicht auf letztere Möglichkeit angestellt werden musste, ergab zunächst, dass an vielen Localitäten echtes Mittelneocom (Néocom. inf. Orbigny, Néoc. moy. Camp., Néoc. prop. dit Des., Néoc. bleu Gilliéron, Hauterivestufe) vorhanden sei.

Die Mittelneocomfauna, als deren Typus die des Rossfeldes oder die Schellenberger gelten kann, hält sich bald an einen dunkelgrauen, sandigen harten Kalkmergel (Schellenberg, Rossfeld, Ahanderalpe etc.), bald an mehr lichtgraue, weiche Mergelschiefer (Urschlauerachenthal, Ziernfeldsgraben, Umgeb. v. Ischl), seltener an den sog. Fleckenmergel. In ihr kann man solche Formen unterscheiden, die bis in die Belemniteslatus-Schichten hinabgehen, z. B. *Amm. Grasianus*, *Astierianus*, *Thetys*, *cryptoceras*, *Bel. latus* und *dilatatus* (nach Pictet, Gilliéron, Vacek), während andere, wie *Amm. angulicostatus*, *Crioceras Duvali*, *Quenstedti*, *Villiersianus*, *Baculites neocomiensis* im Mittelneocom zuerst auftreten. Die letzteren sind demnach bei der Altersfrage die massgebenden. Wenn dagegen von einzelnen Localitäten nur einige der ersteren Formen vorhanden sind, so ist bei Unkenntnis der Lagerungsverhältnisse eine sichere Altersbestimmung unmöglich. Anderntheils könnte das Vorhandensein wirklich älterer Typen, wie *Amm. Boissieri Pict.*, *occitanicus Pict.*, *rarefurcatus Pict.*, *Privasensis Orb. etc.* [1]), Ausschlag gebend sein; da nun diese an keiner Localität aufgefunden wurden, so muss das geologische Alter vieler derselben ungedeutet bleiben. Es ist kaum zu zweifeln, dass auch die älteren Niveaus in den „Rossfeldschichten" stellenweise mitvertreten sind, namentlich an jenen Localitäten, wo sie mit Aptychenkalken (Schrambacher und Oberalmer Schichten) in Verbindung stehen, ein sicherer Nachweis ist aber bis jetzt nicht gelungen. Dort aber, wo die Rossfeldchichten transgredirend auftreten, wäre die Kenntnis der ältesten Stufen von besonderem Werthe, um festzustellen, zu welcher Zeit die betreffende Transgression eingetreten ist.

Es ist fast überflüssig zu erwähnen, dass die Mittelneocomfauna einen vollkommen alpinen oder mediterranen Charakter zeigt und mit den gleichaltrigen Vorkommnissen der Basses Alpes, der Schweiz, der Karpathen, des oberitalienischen Biancone sehr gut übereinstimmt.

Mit dem Erscheinen der sogenannten Barrême- oder Oberneocom-Fauna, deren Selbstständigkeit und geologische Stellung bereits von Orbigny ziemlich richtig erkannt wurde, tritt ein viel vollkommenerer Wechsel in allen Cephalopodengruppen ein, *Crioc. Duvali* wird durch *Cr. Emerici* und eine grosse Anzahl sehr bezeichnender begleitender Formen abgelöst, an Stelle des *Hapl. Grasanum* treten zahlreiche andere Ligaten, *Am. incertus* wird durch *Am. Caillaudianus*, *Perezianus* u. a. ersetzt, es erscheinen *Lyt. recticostatum* und *H. Yvani* und zahlreiche andere bezeichnende und leicht kenntliche Formengruppen, während nur wenige Typen dem Néocomien und Barrémien gemeinsam sind, wie *Phyll. infundibulum*, *Hapl. difficile*, *Hopl. angulicostatus*. Es ist deshalb zuweilen möglich, auch nach einer oder wenigen Arten mit hin-

[1]) Pictet, Mélanges paléont. Faune à Ter. diphyoides de Berrias.

reichender Sicherheit die Altersfrage entscheiden zu können. So konnte das Vorhandensein von Barrémien an drei Localitäten nachgewiesen werden, wovon zwei nur recht spärliche Reste geliefert haben. So liegt vom Laubbüchel[1]) ein gutes Exemplar von *Lytoceras recticostatum Orb.* in einem lichtgrauen Fleckenmergel eingeschlossen vor, während zwischen Reinsperg und Scheibbs (Niederösterreich) „nächst der Klause, wo der Graben vom Bergbauer zwischen den Gstreitkogeln und dem Reinsperger Buchberge ausmündet“ ein Fragment gefunden wurde, das wohl nur auf *Hamites Yvani Puz.* bezogen werden kann. Es ist interessant, dass in der Nähe dieser Localität bei Altenmarkt („an einer Strasse, die von Altenmarkt a. d. Enns über Weissenbach in den Spitzengraben führt“) von Stur[2]) dasselbe Fossil aufgefunden wurde.

Etwas reichlicher sind die Versteinerungsfunde in der Weitenau (bei Abtenau) gewesen. Von dieser Localität liegt ein schwarzgrauer sandiger Kalkstein, petrographisch dem vom Rossfelde gleichend, mit *Phyll. Thetys Orb.* vor, sodann ein lichtgrauer Mergelschiefer mit *Lyt. quadrisulcatum Orb.*, *Lyt. subfimbriatum Orb.?*, *Olcost. Astierianus Orb.* und *Hopl. cf. angulicostatus Orb.* und endlich tritt daselbst noch ein grauer kalkiger Fleckenmergel auf mit

Lytoceras lepidum Math. 1878
„ *recticostatum Orb.*
Haploceras Trajani Tietze
„ *difficile Orb.*
„ *n. f. aff. Charrierianus Orb.*

Lyt. recticostatum ist eine leitende Form der Barrême-Stufe, *Lyt. lepidum* wurde von Mathéron[3]) neuerlich aus dem Barrémien von Südfrankreich abgebildet und gehört zu den bezeichnendsten Formen der Wernsdorfer Schichten; *Hapl. Trajani* wurde von Tietze[4]) aus dem Aptien[5]) von Swinitza beschrieben und stellt ebenfalls eine charakteristische Form des südfranzösischen Barrémiens vor, die ich in vielen schönen Exemplaren im Genfer Museum zu sehen Gelegenheit hatte; dieselbe Art kommt auch in den Wernsdorfer Schichten vor.

Hapl. difficile ist eine bekannte Barrêmeform, die aber auch in's Mittelneocom hinabgeht, während *H. n. f. aff. Charrieranum* in der äusseren Form an die genannte Art oder an *Haploc. Melchioris Tietze* erinnert, doch eine Nabelkante und einfachere Loben besitzt. Leider sind die Exemplare dieser Art zwar zahlreich, aber nicht sehr gut erhalten. Im allgemeinen ist aber der Erhaltungszustand der Stücke ein besserer, als der der Vorkommnisse des Mittelneocoms und gewiss würde sich auch die Artenzahl bei weiteren Nachforschungen vermehren, so dass die Weitenau als eine jener Localitäten bezeichnet

---

[1]) Es gelang mir leider nicht, die geographische Lage dieser Localität näher zu fixiren.

[2]) Geologie d. Steiermark 1871, S. 482.

[3]) Recherches pal. dans le midi de la France 1878—80.

[4]) Dieses Jahrbuch, Bd. XXII. 1872, S. 140, Taf. IX, Fig. 1 und 2.

[5]) Ich hoffe an einem anderen Orte nachweisen zu können, dass die von Tietze beschriebene Fauna von Swinitza der des südfranzösischen Barrémiens näher steht, als der des Aptiens.

werden kann, deren nähere Untersuchung vielleicht von schönen Resultaten begleitet sein wird. Durch diese Daten erscheint mir die Vertretung der Barrêmestufe in der Weitenau erwiesen zu sein; der schwarzgraue sandige Kalkstein, und der lichtgraue Mergelschiefer derselben Localität dürften dem Mittelneocom entsprechen.

Nach meinen Untersuchungen über die Cephalopoden der Wernsdorfer Schichten, die eben dem Schlusse entgegengehen, besteht zwischen diesen und der Fauna der Barrêmestufe sehr viel Uebereinstimmung. Es ist nun gewiss von Interesse, dass in den nördlichen Ostalpen die verbindenden Glieder zwischen den Karpathen und Südfrankreich vorhanden sind. Zwar ist die Zahl der aus den Nordalpen bekannten Barrêmespecies eine nur geringe, aber sie reicht hin, um die Behauptung aussprechen zu können, dass die Uebereinstimmung, die zwischen der Ausbildung der betreffenden Stufe in den schlesischen Karpathen und Südfrankreich besteht, auch in den Nordalpen nachweisbar ist. Soweit unsere Kenntnisse bis jetzt reichen, ist die Barrêmestufe in den Nordalpen vertreten

bei Scheibbs durch *Ham. Yvani* (nach Stur);
bei Altenmarkt durch dasselbe Fossil;
vom Laubbüchel durch *Lyt. recticostatum*;
in der Weitenau durch die obgenannten Species.

Bevor ich auf die nähere Besprechung der einzelnen Localitäten und ihrer Fossilien eingehe, will ich noch des bemerkenswerthen Vorkommens eines schwarzgrauen, Versteinerungen führenden Schieferthones am Eingange des Stiedelsbaches bei Losenstein (N. Oe.) gedenken. Leider sind die Exemplare ganz verdrückt und schlecht erhalten, so dass sichere Bestimmungen nicht zu wagen sind. Eine neue, leider nicht näher beschreibbare, wahrscheinlich zu *Lytoceras* gehörende Species ist am häufigsten, dann liesse sich noch *Lytoceras cf. Duvalianum Orb.*, *Phylloceras Velledae Orb.?* und *Alaria sp.* namhaft machen. Vermuthlich entsprechen diese schwarzen Schieferthone dem Gault, der in der Umgebung von Vils, und in der Arva in einer ganz ähnlichen Facies nachgewiesen wurde.

Urschlauerachenthal.

Wie schon bemerkt, liegt mir der grösste Theil der Originalexemplare zu Winkler's Arbeit „Die Neocomformation des Urschlauerachenthales etc.“ vor. Diese Arbeit gründete sich auf ein reichliches, jedoch meist schlecht erhaltenes Material, die Exemplare sind zumeist Sculptursteinkerne, die fast immer verdrückt und in der mannigfaltigsten Weise verzerrt sind, so dass dadurch nicht blos die äussere Form vollständig entstellt, sondern auch die Lage der einzelnen Sculpturelemente zu einander nicht unerheblich verändert wird. Dieser Umstand macht die Exemplare zur bildlichen Darstellung wenig geeignet und erschwert oft sehr die richtige Deutung derselben. Ein weiterer Uebelstand ist der, dass die Scheidewandlinie entweder nicht erhalten ist oder durch Winkler's Präparation theilweise verdorben wurde. Winkler suchte die Lobenlinie durch Schaben der betreffenden Stellen mit dem Messer zu

gewinnen, wie sich dies gerade bei dem Erhaltungszustande der betreffenden Stücke als ganz vortheilhaft erweist, wendete aber dieses Mittel in so grober und ausgedehnter Weise an, dass er nicht nur seinen Zweck verfehlte, indem er plumpe und fast ganz unbrauchbare Linien erhielt, sondern auch die Sculptur vielfach unkenntlich machte. Unter diesen Umständen habe ich von einer nochmaligen besseren Abbildung der Stücke Umgang genommen und nur zu den einzelnen, mir zur Verfügung stehenden Arten Bemerkungen hinzugefügt, welche zur Vervollständigung, zuweilen wohl auch Berichtigung der Winkler'schen Schrift dienlich sein mögen. Die wichtigsten der vorgenommenen Aenderungen sind:

Von *Phyll. infundibulum Winkl.* wurde die dicht gerippte Form als *Phyll. Winkleri n. f.* abgetrennt, *Amm. cultratus Winkl.* wurde als *Schloenb. cultrataeformis n. f.* bezeichnet, *Am. Ohmi Winkl.* musste zu *Hopl. angulicostatus Orb.*, *Crioc. Quenstedti* und *Emerici Winkl.* zu *Crioc. Duvali Orb.* gestellt werden. Die Selbstständigkeit von *Baculites noricus Winkl.* musste als fraglich betrachtet werden.

Die Originalien zu *Amm. subfimbriatus* (bei *Winkler l. c.* Taf. 2, Fig. 2, S. 9), *Am. Astierianus* (Taf. 2, Fig. 10, S. 13), *Amm. Bachmanni* (Taf. 2, Fig. 9, S. 16), *Ancyl. Villiersianum* (Taf. 3, Fig. 1, S. 19), *Ancyl. Jauberti* (Taf. 3, Fig. 2, S. 20), *Ancyl. Meyrati* (Taf. 3, Fig. 6, S. 21), lagen mir gar nicht vor; dagegen waren *A. subfimbriatus*, *difficilis* und *Astierianus* durch andere Exemplare vertreten.

Amm. infundibulum Orb.; Winkler Taf. 1, Fig. 9; Taf. 2, Fig. 2. S. 7. Diese Art wurde von Winkler in zwei Exemplaren abgebildet, von denen mir nur eines (Taf. I, Fig. 9) zur Verfügung steht. Dieses ist viel dichter berippt, als es dem französischen Typus entspricht und lässt den Wechsel längerer und kürzerer Rippen fast ganz vermissen, welcher bei der von Orbigny beschriebenen Form (Pal. fr. Taf. 39, Fig. 4, 5) mit so grosser Regelmässigkeit zu beobachten ist. Winkler gibt an, dass zwischen beiden Extremen Uebergänge existiren und belässt sie deshalb unter dem von Orbigny ertheilten Namen. Das mir von anderen Localitäten vorliegende, freilich ziemlich spärliche Material bestätigt diese Angabe Winkler's nicht ganz, deren Richtigkeit übrigens damit nicht in Zweifel gezogen werden soll. Selbst wenn solche Uebergänge bestehen, halte ich es doch für besser, die dicht gerippte Form, deren Unterschiede gegen den südfranzösischen Typus schon von Hauer (Haidingers Mittheilungen der Freunde der Naturwissenschaften, Wien, Bd. III, S. 478) richtig hervorgehoben wurden, unter einem besonderen Namen, als welchen ich *Phylloceras Winkleri* vorschlage, abzutrennen. Zur besseren Veranschaulichung wurde noch ein Exemplar von der Ahornalpe zur Abbildung gebracht (Taf. IV, Fig. 3), welches sich im Museum der k. k. geol. Reichsanstalt befindet. Bei 30 Mm. Durchmesser zeigt es bereits deutliche, wenn auch schwache, Rippen.

Die von Winkler betonte Streifung der Oberfläche kann als specifisches Merkmal kaum in Betracht kommen, da sie mehreren Formengruppen der Gattung *Phylloceras* und innerhalb einer Gruppe allen verwandten Formen zukommt. Ob sich aus der Dicke der Exemplare Unterschiede ableiten lassen, kann bei der Verdrückung derselben

nicht entschieden werden, doch ist dies nicht wahrscheinlich; ebenso wenig dürften die Loben Unterschiede aufweisen. Die Zeichnung der Scheidewandlinie bei Winkler ist sehr roh und vielfach falsch, namentlich was den auffallend kurzen Externlobus anlangt, welcher in Wirklichkeit länger ist.

Eingehendere Bemerkungen über *Phyll. Rouyanum* und *infundibulum* hoffe ich gelegentlich der Beschreibung der Wernsdorfer Fauna mittheilen zu können.

Phyll. infundibulum und *Ph. Winkleri* gehören zu den häufigsten Formen der Neocomfauna der Nordalpen.

Amm. picturatus Orb., Winkler Taf, 2, Fig. 3, S. 9. Das Stück stimmt in der That trefflich mit Orbigny's Abbildung, wie Winkler richtig betont. Da indessen die Beziehungen der meist nur durch indifferente Jugendexemplare bekannten Formen, wie *Phyll. Thetys*, *Morelianum*, *Treveri*, *picturatum* noch nicht genügend aufgehellt sind, so kann dieser Bestimmung namentlich bei Schlüssen auf das geologische Alter kein besonders grosses Gewicht beigelegt werden. Die Scheidewandlinie, auf dem Exemplare gut zu sehen, ist von Winkler sehr schlecht wiedergegeben worden. Auch insofern ist die Zeichnung falsch, als die Mündungshöhe viel zu niedrig ist.

Phylloceras Thetys Orb. Das Originalexemplar Winkler's steht mir nicht zu Gebote, doch ein anderes grosses (90 Mm. Durchmesser) und gut erhaltenes Stück, aus der Urschlau, welches die Vertretung dieser Art sicherstellt.

Amm. quadrisulcatus Orb., Winkler Taf. 2, Fig. 5, S. 11. Ist ein Jugendexemplar, welches nicht mit voller Sicherheit bestimmbar ist. Da auch die innersten Windungen von *Lyt. subfimbriatum Orb.* und seinen Verwandten bis zur Grösse des von Winkler abgebildeten Stückes fast glatte Umgänge haben, so könnte es eben so gut mit dieser Art in Zusammenhang stehen.

Amm. Jullieti Orb., Winkler S. 10, Taf. II, Fig. 4. Kleines *Lytoceras* das sich von *Lyt. Jullieti Orb.* durch langsameres Anwachsen unterscheidet, aber eine einigermassen sichere Bestimmung überhaupt nicht zulässt.

Amm. subfimbriatus Orb. Winkler S. 9. Das Originalexemplar Winkler's liegt mir zwar nicht vor, wohl aber ein anderes von derselben Localität (Nestelau), welches leider recht schlecht erhalten ist. Es ist sehr wahrscheinlich, dass es sich eher an Hauer's *Lyt. multicinctum* (vgl. weiter unten), als an die Orbigny'sche Art anschliesst. Dasselbe scheint nach der Abbildung zu urtheilen von Winkler's Originalexemplar (Taf. II, Fig. 2) zu gelten.

Amm. cultratus Orb. Winkler, S. 3, Taf. I, Fig. 1. Wie schon Winkler richtig bemerkt, stimmt das alpine Vorkommen sehr gut mit dem ausseralpinen von Orbigny (Pal. fr. S. 144, Taf. 46, Fig 1, 2)

beschriebenen überein, nur tritt bei dem ersteren die Eigenthümlichkeit auf, dass auf dem letzten Umgange 6—7 ziemlich tiefe Furchen erscheinen. Ausser Winkler's Originalexemplar liegen mir noch 3 Exemplare von Schellenberg bei Berchtesgaden vor, von denen zwei auf Taf. IV, Fig. 1, 2 abgebildelt wurden, welche alle dieses Merkmal sehr deutlich erkennen lassen. Dies nöthigt wohl zur specifischen Trennung, welche ich vornehme, indem ich für die alpine Art den Namen *Schloenbachia cultrataeformis* in Vorschlag bringe. Die Abbildung bei Winkler muss dahin verbessert werden, dass die Rippen in der Nähe der Aussenseite zu wenig nach vorn geschwungen erscheinen. Ferner hat es nach derselben Abbildung den Anschein, als entspränge der grösste Theil der Rippen an der Naht, was nicht in diesem Masse der Fall ist. Namentlich auf den inneren Umgängen treten an der Naht nur wenige, flache breite Rippen auf, die sich in der Nähe der Externseite doppelt oder dreifach spalten.

Die Zahl der zwischen je zwei Einschnürungen stehenden Rippen wird mit zunehmender Grösse geringer. Die Externseite und Dicke ist wie bei Orbigny's Art. Die Nahtfläche ist ausserordentlich steil, Scheidewandlinie unbekannt.

Nur von den Localitäten Nestelau und Schellenberg bekannt.

Amm. Jeannoti Orb. Winkler, S. 14, Taf. II, Fig. 11. Das Winkler'sche Originalexemplar ist so vollständig verdrückt, dass sich auf keine Weise feststellen lässt, wie der Querschnitt der Umgänge beschaffen war. Wenn man auch in dieser Hinsicht eine Uebereinstimmung mit der französischen Form annimmt, so kann doch keine Identification vorgenommen werden, da bei dem bayrischen Exemplare die Rippen viel höher, erst 9 Mm. über der Naht zur Spaltung kommen, während dies bei der französischen Art fast knapp an der Naht geschieht. Ferner kommt bei *Olcosteph. Jeannoti Orb.* häufig eine Spaltung in drei Rippen vor, die hier nie eintritt. Das Stück repräsentirt wohl sicher eine neue Art; da sich jedoch die Merkmale derselben nicht mit genügender Bestimmtheit angeben lassen, so muss von der Ertheilung eines Namens Umgang genommen werden. Ich werde sie als *Olcost. n. f. aff. Jeannoti* anführen.

Amm. incertus Orb. Winkler, S. 15, Taf. 2, Fig. 8. Unter diesem Namen beschreibt Winkler eine Form, die zu den häufigsten und bezeichnendsten Vorkommnissen des nordostalpinen Neocoms gehört. Zu seiner Beschreibung ist nicht viel hinzuzufügen, nur möchte ich bemerken, dass das von ihm betonte knotenförmige Anschwellen der Rippen an der Naht nur von der an einer Einschnürung stehenden Rippe gilt. Die Neigung der Rippen nach vorn ist bei jüngeren Exemplaren stärker, die Unterbrechung der Rippen auf der Aussenseite deutlicher als bei erwachsenen. Wenn man die Abbildung des *Am. incertus* bei Orbigny (Pal. fr. Taf. 30, Fig. 3, 4) in's Auge fasst, so erkennt man sogleich, dass sie einer enger genabelten Form, als es die unsrige ist, entspricht. In Bezug auf den weiteren Nabel nähert sich die letztere sehr dem *Am. Vandecki Orb.*, wie er von Loriol (Néoc. moyen du Mt. Saléve S. 28, Taf. II, Fig, 4—6) aufgefasst wurde, und

unterscheidet sich nur durch etwas energischer nach vorn geneigte Berippung und vielleicht etwas geringere Dicke.

Winkler versichert die Identität der ostalpinen Form mit dem südfranzösischen *A. incertus* nach Exemplaren aus der Provence, die ihm zum Vergleiche vorlagen. Ich werde sie daher unter den Namen *Holcodiscus*[1]) *cf. incertus Orb.* anführen und muss bemerken, dass eine definitive Fixirung der Form unmöglich ist, so lange die bereits benannten hier in Frage kommenden Arten in ihrem gegenseitigen Verhältnisse nicht besser gekannt sind, als dies leider bis heute der Fall ist. Ein einigermassen vollkommenes Material aus Südfrankreich würde die Frage wahrscheinlich mit Leichtigkeit der Lösung entgegenführen. Die Scheidewandlinie der in Rede stehenden Art gleicht sehr der von Loriol abgebildeten Linie des *Am. Vandecki*, nur ist die Verzweigung eine reichlichere. Bei der grossen Verzerrung und rohen Erhaltung der Exemplare war es leider unmöglich, sie bildlich darzustellen.

Amm. ligatus Orb. Winkler, S. 11, Taf. 2, Fig. 6. Kleines Exemplar, das gut zur Darstellung Orbigny's passt. Die Scheidewandlinie ist ziemlich gut erkennbar. Der Siphonallobus ist ebenso lang, als der erste Lateral; Körper der Loben und Sättel sehr breit, die Gliederung ist eine sehr geringe. *Am. ligatus* ist mit *incertus* ganz nahe verwandt und gehört ebenfalls zur Gattung *Holcodiscus*.

Amm. difficilis Orb. Winkler S. 12. Das Originalexemplar liegt mir nicht vor (Taf. 2, Fig. 7), wohl aber ein anderes, welches die Vertretung dieser Art sicherstellt, da es mit Orbigny's Abbildung sehr gut übereinstimmt.

Amm. Grasianus Orb. Winkler, S. 12. Zu den Angaben Winkler's ist nichts hinzuzufügen. *Haploceras Grasianum* ist eine der häufigsten und bezeichnendsten Arten des ostalpinen Neocoms; vgl. weiter unten.

Amm. cryptoceras Orb. Winkler, S. 4, Taf. I, Fig. 3, 4, 5. Eine genaue Bestimmung der Exemplare aus der Gruppe des *Hopl. cryptoceras Orb.* unterliegt den grössten Schwierigkeiten. Einestheils herrscht hinsichtlich der Auffassung des *Am. cryptoceras Orb.* grosse Willkür und Verwirrung und anderntheils sind die vorliegenden Stücke so schlecht erhalten, dass sie oft gerade die wichtigsten Merkmale, wie Form des Querschnittes und Scheidewandlinie, nicht erkennen lassen. Von Winkler's Exemplaren stehen mir nur die zu Fig. 3 und 4 zu Gebote. Das erstere ist so schlecht erhalten, dass eine genauere Bestimmung nicht gut möglich ist; nur nebenbei will ich bemerken, dass der

---

[1]) Für die Gruppe des *Am. incertus*, *intermedius*, *Vandecki*, *Escragnollensis Orb.*, *Hugi Oost.*, *Heeri Oost.*, *Caillaudianus*, *camelinus*, *Gastaldinus Orb.* etc. muss ein besonderer Gattungsname aufgestellt werden, als welchen ich *Holcodiscus* vorschlage. Die ganze Gruppe, in welche mehrere Prodromearten gehören, ist bis jetzt noch wenig bekannt und schliesst sich nicht an *Olcostephanus*, sondern eher an *Hoplites* und *Perisphinctes* an. Eine eingehende Charakteristik der Gattung wird später erfolgen.

überaus enge Nabel, den die Figur zeigt, und der auch im Texte hervorgehoben wird, lediglich die Folge einer auf die Externseite des letzten Umganges ausgeübten Verdrückung ist. Fig. 4 stellt ein Jugendexemplar mit tief gespaltenen und schwach geschwungenen Rippen dar, das vermuthlich zu jener Form des *Hopl. cryptoceras* am besten passen dürfte, welche von Pictet und Loriol aus den Voirons beschrieben wurde (Néocomien des Voirons, Taf. IV, Fig. 4). Ueber *Hopl. cryptoceras* vgl. weiter unten. Ich werde die in Rede stehenden Formen als *Hoplites cryptoceras aut.* anführen.

Ausser den Winkler'schen Originalexemplaren liegt mir noch ein Stück aus der Cryptocerasgruppe vom Sulzgraben vor, welches dadurch ausgezeichnet ist, dass jede 4. oder 5. Rippe an der Theilungsstelle in der Nähe der Externseite einen Knoten entwickelt. Ein etwas grösseres Exemplar von der Ahanderalpe zeigt, dass in noch höherem Alter die knotentragenden Rippen stärker hervortreten und jederseits einen deutlichen Innen-, Mittel- und Aussenknoten tragen, so dass die Sculptur der des *Crioc. Duvali* sehr ähnlich sieht. Es ist interessant, dass die alpinen *Hopliten* aus der Cryptocerasgruppe ganz analoge Formen entwickeln, wie die norddeutsche und englische Gruppe des *Hopl. amblygonius Neum. et Uhl.* (*noricus aut.*); dort steht *H. hystrix Phill.* in demselben Verhältnisse zu *H. amblygonius*, wie die hier besprochene Form zu *H. cryptoceras*. Das vorhandene Material reicht zur genügenden Charakteristik der schönen und merkwürdigen Species nicht hin, ich unterlasse daher eine detaillirtere Beschreibung und werde diese Form als *Hoplites aff. hystrix Phill.* anführen. Ueber *Hopl. cryptoceras* vgl. weiter unten.

Amm. Paueri Winkler, S. 5, Taf. I, Fig. 6. Diese Art wurde von Winkler auf ein leider noch jugendliches Exemplar mit dichten, sehr stark sichelförmig geschwungenen Rippen, die an der Naht schwach beginnen, ungefähr in der Mitte der Flanken zur Spaltung kommen und gegen die Externseite zu deutlich verdickt sind. Ungefähr jede 4. Rippe schwillt an der Externseite zu einem deutlichen Knoten an. Externseite wie bei *H. cryptoceras* und seinen Verwandten. Die Abbildung bei Winkler ist insofern zu berichtigen, dass die Verdickung der Rippen gegen die Externseite nicht deutlich genug hervorgehoben ist, und die Knotenbildung bei jeder 4. Rippe übersehen wurde. Die Species kann aufrecht erhalten werden, nur wäre es sehr wünschenswerth, bessere und namentlich grössere Exemplare kennen zu lernen, um auch die ferneren Wachsthumstadien verfolgen zu können.

Amm. Ohmi Winkler, S. 6, Taf. I, Fig. 8, zeigt mit *Am. angulicostatus Orb.* so viel Uebereinstimmung in Form und Sculptur, dass es nicht möglich ist, ihn von dieser Art getrennt zu halten. Diese Uebereinstimmung hat auch Winkler betont, und hat er als Unterscheidungsmerkmale den Querschnitt der Windungen und die Beschaffenheit der Externseite angegeben. Ueber den Querschnitt lässt sich nichts Bestimmtes aussagen, da das Exemplar verdrückt ist (*cf. A. macilentus Orb.*); was die Externseite anlangt, so gehen die Rippen etwas verdickt und schwach nach vorne geneigt wie bei *A. angulicostatus* über dieselbe

hinüber. So lange nicht bessere Exemplare vorliegen, welche vielleicht andere Abweichungen zur Kenntnis bringen, wird man wohl besser thun, die bayrische Form bei *Hoplites angulicostatus* zu belassen.

Amm. angulicostatus Orb. Winkler S. 5, Taf. I, Fig. 7. Das Originalexemplar gibt nicht das typische Vorkommen wieder, es nähert sich vermöge der dichten Berippung und der eigenthümlichen Beschaffenheit der Externseite mehr dem *Amm. Mortilleti Pict. et Lor.* und kann eher mit dieser Form identificirt werden. Ein anderes Exemplar, das sicher zu *A. angulicostatus* gehört, scheint lose aufgerollt zu sein, wie dies den schönen Beobachtungen Pictet's und v. Loriol's entspricht.

Amm. Mortilleti Pict. et de Lor. Winkler, S. 3, Taf. 1, Fig. 2. Das von Winkler unter diesem Namen abgebildete Stück entspricht einer viel involuteren Form, als *A. Mortilleti Pict. et Lor.* und ist davon specifisch verschieden; es ist jedoch zu schlecht erhalten, um mit Sicherheit bestimmt werden zu können. Die Zeichnung derselben ist sehr schlecht ausgefallen, da die Rippen zu gerade gezeichnet sind und der Beginn derselben an der Naht zu schwach angegeben ist. Die Externseite ist allerdings wie bei *Am. Mortilleti* beschaffen.

Ancyloceras Quenstedti Oost. Winkler, S. 17, Taf. 2, Fig. 12, Taf. 3, Fig. 3, wurde von Winkler in zwei Exemplaren abgebildet, von denen mir nur eines, das zu Taf. 2, Fig. 12, vorliegt. Winkler hat die Identification mit *Ancyl. Quenstedti Oost.* selbst nur mit mancherlei Bedenken vorgenommen. Er erkannte auf beiden Exemplaren stärkere, mit 3 Knoten versehene Rippen, welche mit zahlreichen feinen Zwischenrippen wechseln, also dieselbe Sculptur, die ja bei *Crioc. Duvalianum* vorkommt. Sonderbarer Weise sind die stärkeren geknoteten Rippen, von denen im Texte die Rede ist und die bei dem einen mir vorliegenden Exemplare ganz deutlich zu sehen sind, in der Zeichnung fast vollständig vernachlässigt, so dass diese ein ganz falsches Bild gibt. *Ancyl. Quenstedti* ist nach Ooster's Darstellung eine Art, deren innere Umgänge mit dreifach geknoteten Rippen versehen sind, während die äusseren lauter gleichmässige, ungeknotete oder nur mit einem schwachen Innen- und Aussenknötchen versehene Rippen besitzen. Dies ist bei der vorliegenden Art nicht der Fall, welche dem typischen *Cr. Duvali* entschieden näher steht und daher mit diesem Namen belegt werden soll. Ich glaube diese Identification um so eher vornehmen zu können, als *Cr. Duvali* zu den häufigsten Arten der „Rossfelder Schichten" gehört und von anderen Localitäten, namentlich Schellenberg, in zahlreichen typischen Exemplaren vorliegt.

Ancyloceras Emerici Orb., Winkler S. 19, Taf. 3, Fig. 4. Nähert sich dieser Form durch die Feinheit der ungeknoteten Zwischenrippen; doch ist die Zahl derselben grösser. Da gerade die geringe Zahl der Zwischenrippen ein wesentliches Merkmal des *Ancyl. Emerici* bildet, lässt sich die Identificirung nicht vornehmen. Um eine klare und sichere Darstellung der vorliegenden Form

geben zu können, müsste vor allem reichlicheres, besseres Material vorhanden sein. Sie schliesst sich übrigens sehr innig an *Cr. Duvali* an und kann wohl füglich damit vereinigt bleiben. Zur Abbildung bei Winkler muss bemerkt werden, dass auch jener Theil des Gewindes mit einzelnen Knoten tragenden Rippen versehen ist, welcher in der Zeichnung nur einfache, fadenförmige Linien zeigt.

Ptychoceras Morloti Oost., Winkler, S. 20, Taf. 3, Fig. 5. Das unter diesem Namen abgebildete Exemplar gehört in die Gruppe der *Hamulina subcylindrica Orb.* (Journal de Conchyliologie 1. Ser., 3. Bd. 1852, Taf. IV, Fig. 4). Es unterscheidet sich dadurch, dass einzelne der kräftigen Rippen des breiteren Schenkels am Innenrande schwache Knoten bilden, die von Winkler übersehen wurden. Am nächsten verwandt ist die fragliche Form mit einer bisher unbeschriebenen Art des französischen *Barrémien*, welche ich später unter dem Namen *Hamites* (*Hamulina*) *Lorioli n. f.* ausführlicher beschreiben werde. Ob wirklich völlige Identität besteht, lässt sich nach dem einen schlechten, fragmentarischen Exemplare nicht entscheiden. Die Annäherung beider Schenkel — Charakteristicon der Gattung *Ptychoceras* — könnte in dem vorliegenden Falle dem Erhaltungszustande zuzuschreiben sein.

Baculites neocomiensis Orb. Winkler, Taf. 4, Fig. 2, S. 21. Die Bestimmung dürfte richtig sein.

Baculites noricus. Winkler, Taf. 4, Fig. 1, S. 22. Diese Art wurde von Winkler namentlich auf Grund der abweichenden Lobenlinie von *neocomiensis* abgetrennt. Das Originalexemplar zu Taf. 4, Fig. 1 lässt die Scheidewandlinie nicht erkennen, es konnte daher die Berechtigung der Trennung nach dieser Richtung hin nicht untersucht werden. Die ziemlich kräftigen Rippen, welche die Abbildung zeigt, lässt das freilich schlecht erhaltene Stück fast ganz vermissen.

Zur Besprechung der *Belemniten*, *B. bipartitus*, *pistilliformis* und *dilatatus* ist nichts hinzuzufügen.

Die Cephalopodenfauna der hellen Mergelschiefer des Urschlauerachenthales stellt sich demnach folgendermassen dar:

Phylloceras infundibulum Orb.
„ *Winkleri n. f.*
„ *Thetys Orb.*
„ *picturatum Orb.*
„ *Morelianum Orb.* (?)
Lytoceras subfimbriatum Orb. (?)
„ *multicinctum Hau.*
„ *quadrisulcatum Orb.* (?)
„ *sp. ind.*
Schloenbachia cultrataeformis n. f.
Haploceras difficile Orb.
„ *Grasianum Orb.*
Olcostephanus Astieri Orb.
„ *n. f.*, *aff. Jeannoti Orb.*

Hoplites cryptoceras aut.
„ *aff. hystrix Phill.*
„ *Paueri Winkl.*
„ *angulicostatus Orb.*
„ *Mortilleti Pictet et Lor.*
„ *n. f.*
Holcodiscus ligatus Orb.
„ *cf. incertus Orb.*
„ *Bachmanni Winkl.*
Crioceras Duvali Orb.
„ *cf. Emerici Orb.*
„ *Villiersianum Orb.* (?)
„ *Jauberti Ast.* (?)
Hamites cf. Lorioli n. f.
„ *Meyrati Oost.* (?)
Baculites neocomiensis Orb.
„ *cf.* „ (*noricus Winkl*).
Belemnites dilatatus Blainv.
„ *pistilliformis Blainv.*
„ *bipartitus Blainv.*

Hiezu kommen noch die in den folgenden Zeilen überhaupt unberücksichtigt gebliebenen *Aptychen* und einige andere Versteinerungen, die von Winkler angeführt werden. Die Fauna des Urschlauerachenthales ist die reichste und vollständigste, die aus den Nordalpen bisher bekannt wurde. Ihre Zusammensetzung lässt keinen Zweifel über das geologische Alter. Fast alle Formen sind entweder für das Mittel-Neocom (*Neoc. inf. Orb.*) bezeichnend oder kommen mindestens darin anderwärts vor; nur einzelne derselben müssen hervorgehoben werden, weil sie gewöhnlich, wenn auch nicht auschliesslich in Barrêmeschichten auftreten, so *Holcodiscus ligatus*, *Haploceras difficile, Hamites Lorioli.* Das einschliessende Gestein ist bei allen Formen dasselbe. *Phyll. picturatum* ist von Orbigny in das *Aptien* gestellt worden, doch kann man dem nicht viel Gewicht zuschreiben, da diese Art auf eine Innenwindung gegründet ist und ihre Beziehungen zu *Phyll. Thetys* noch keineswegs genügend erkannt sind. Winkler hat das geologische Alter richtig gedeutet, indem er die Ablagerung des Urschlauerachenthales als Aequivalent des *Neocomien inf. Orbigny's* auffasste.

Das Vorkommen von Barrêmearten im Mittelneocom verdient einige Beachtung. Denkt man sich die Zahl derselben noch grösser, als im Neocom des Urschlauerachenthal, etwa sowie im Neocom der Voirons oder der Veveyse bei Chatel-St. Denys, dann wird es sehr schwer fallen nach palaeontologischen Gesichtspunkten allein das geologische Alter zu bestimmen, wenn nicht stratigraphisch-geologische Daten der Deutung zu Hilfe kommen. Dass die Barrêmearten in der That schon frühzeitig auftreten können, beweist namentlich die Fauna der sogenannten Altmannschichten der Ostschweiz (vgl. besonders Gutzwiller, Kaufmann und Moesch, Geolog. Beschreibung der Ctne. Appenzell etc. in den Beiträgen zur geologischen Karte der Schweiz Bd. XIV, 1881.) Das Vorkommen einzelner Barrême-Arten, namentlich

wenn sie von zahlreichen mittelneocomen begleitet werden, hat natürlich nur wenig Bedeutung und kann auf die Altersfrage nur wenig Einfluss nehmen.

Umgebung von Berchtesgaden und Hallein.

Jener dunkelgraue, harte, sandige Kalkstein, dessen Fossilien zuerst von Hauer, dann von Gümbel namhaft gemacht wurden, ist von den Localitäten Schellenberg bei Berchtesgaden (nähere Bezeichnung nach Gümbel [1]) Hochkreutz bei Schellenberg), Rossfeldalpe, Ahanderalpe (Ahornalpe) im Ziernfeldgraben bei Dürrenberg und bei Hallein bekannt. Der Erhaltungszustand ist zwar etwas roh, aber verhältnismässig nicht schlecht, Verzerrungen und Verdrückungen sind zwar ebenfalls häufig, aber nicht so stark und auffallend, als bei den Stücken aus dem Mergelschiefer, welcher in den erwähnten Localitäten ebenfalls vorkommt.

Aus dem ersteren Gestein liegen vor:

Phylloceras infundibulum Schellenberg, Rossfeld.

Phylloceras Winkleri n. f. wurde in den vorhergehenden Zeilen beschrieben, das abgebildete Exemplar stammt vom Rossfelde; Schellenberg.

Phylloceras Thetys Orb. fand sich in allen vier Localitäten (*syn. semistriatum Orb.*).

Lytoceras multicinctum Hauer, l. c. d'Archiac, Histoire des progrès, Bd. V, S. 136, Pictet St. Cr. S. 350, Stur, Dieses Jahrbuch 1860, Bd. IX. S. 119.

Steht dem *Lyt. subfimbriatum* sehr nahe, unterscheidet sich jedoch leicht durch die grössere Anzahl von gröberen Rippen und durch die weniger dichte Stellung der feineren Zwischenrippen. Diese letzteren stellen sich gewöhnlich als feine, fadenförmige Linien dar, waren aber trotzdem gekräuselt, wie man an einzelnen, besser erhaltenen Stellen erkennen kann. In Bezug auf die weniger dichten Zwischenrippen findet eine Annäherung an *Lyt. sequens Vac.* statt, doch sind bei dem letzteren die gröberen Rippen weniger zahlreich und die feineren stehen doch noch etwas weiter auseinander, als bei *Lyt. multicinctum.* Eine nicht geringe Aehnlichkeit ist auch mit *Lyt. intemperans Coq.* in Mathéron Rech. pal. dans le midi de la France 1878, Taf. 20, Fig. 4 vorhanden, doch sind bei der letzteren Art die stärkeren Rippen zahlreicher und wahrscheinlich sind auch die Windungen höher. Der Querschnitt von *Lyt. multicinctum* ist zwar nach den vorliegenden Stücken nicht sicher bestimmbar, bei der nahen Verwandtschaft mit *Lyt. subfimbriatum* und *sequens* dürfte er von dem der genannten Formen, der fast drehrund ist, nicht abweichen. Bei einem Exemplare von ungefähr $1^1/_2$ Decimeter Durchmesser befinden sich auf dem letzten Umgange 11 stärkere Rippen, die Zahl der feineren Zwischenlinien schwankt zwischen 16 und 25, auch ihre Entfernung ist selbst auf dem nämlichen Exemplare kleinen Schwankungen unterworfen.

---

[1]) l. c. S. 561. 562.

Die Scheidewandlinie stimmt mit der von *Lyt. subfimbriatum* (nach einem Exemplare aus Südfrankreich) gut überein. Das besterhaltene Exemplar, vom Rossfeld stammend, wurde abgebildet. Es ist verdrückt, auch die Sculptur ist des rohen Erhaltungsmateriales wegen nicht sehr gut zu sehen; allein es dürfte die Abbildung doch zur leichteren Wiedererkennung der Art dienlich sein. *Lyt. multicinctum* findet sich ausserdem in den Localitäten Schellenberg, Ahanderalpe.

Lytoceras subfimbriatum Orb. Die Zwischenlinien stehen dichter, die Hauptrippen sind weniger zahlreich, als bei der vorhergehenden Art. Die nordalpinen Exemplare, die ich mit diesem Namen belege, stimmen nicht ganz mit dem südfranzösischen Typus, indem die Linien doch etwas weiter auseinander stehen und dadurch eine Annäherung an *Lyt. multicinctum* hervorgerufen wird. Rossfeld, Schellenberg, Ahanderalpe.

Lytoceras quadrisulcatum Orb. Rossfeld.

Schloenbachia cultrataeformis n. f. Wurde oben beschrieben; das abgebildete Exemplar stammt von Schellenberg; weitere Fundorte ausser Urschlau sind bis jetzt nicht bekannt.

Haploceras Grasianum Orb. Gehört zu den häufigsten und verbreitetsten Arten und findet sich an allen Localitäten in typischen Exemplaren, wovon einige mit Mundrand versehene weiter unten beschrieben werden.

Olcostephanus Astierianus Orb. Ist eine ebenfalls häufige und bezeichnende Art. Einige besser erhaltene Exemplare zeigen, dass mindestens ein grosser Theil der Vorkommnisse sicher zu der feinrippigen und weitnabeligen Form gehört, die Orbigny ursprünglich unter diesem Namen verstanden hat. Einzelne Exemplare hingegen könnten wohl auch zu *Am. Mittreanus Orb.* oder *perinflatus Math.* gehören, dies lässt sich bei dem im ganzen doch schlechten Materiale und der herrschenden Verdrückung schwer entscheiden, die Hauptmenge der Exemplare ist wohl sicher zu *Astierianus* zu stellen. Von den Autoren werden sowohl alpine, wie ausseralpine Formen mit dem Namen *Astierianus* belegt. Vergleicht man die Exemplare, die Pictet aus Ablagerungen von ausseralpinen Typus abbildet, so findet man, dass sie gröber berippt sind, als die alpinen; im Genfer Museum sah ich den „*Astierianus*“ von mehreren Localitäten des Jura und kann versichern, dass er dem norddeutschen *Olcostephanus multiplicatus Roem.* näher steht, als dem alpinen *Astierianus*. Es scheinen die grobrippigen Formen die ausseralpinen, die feinrippigen die alpinen Bildungen zu bevorzugen. Es wäre interessant, wenn dies durch fernere Beobachtungen noch bestätiget werden würde. In allen 4 Localitäten.

Holcodiscus cf. incertus Orb., wurde oben ausführlich besprochen, Schellenberg, Ahanderalpe.

Holcodiscus Bachmanni Winkl. Ein Exemplar von der Ahanderalpe stimmt gut mit Winkler's Abbildung und Beschreibung überein.

Holcodiscus Hugii Oost. (*syn. livianus Cat.*?) unterscheidet sich von *incertus* durch dichtere und etwas stärker geschwungene und feinere Rippen. Ooster beschrieb diese Art zuerst von Châtel-St.-Denis in den Freiburger- und der Bachersbodenflue in den Berner Alpen (Catal. des Céphalop. fossil. des Alpes Suisses S. 103, Taf. 24, Fig. 7—15 des XVIII. Bd. der Neuen-Denkschr. d. allg. Schweizer Ges. f. d. ges. Naturw. 1861). Schellenberg.

Hoplites cryptoceras aut. Es sind recht mannigfaltige Formen, die man mit diesem Namen zu belegen pflegt. In den Rossfeldschichten lassen sich namentlich drei Formen unterscheiden: eine hochmündige, dichtgerippte, welche genau der Abbildung in Pictet und Loriol, Néocomien des Voirons, Taf. IV, Fig. 4, S. 20 entspricht, sodann eine niedriger mündige, mit kräftigen, stark geschwungenen, und weniger dicht stehenden Rippen versehene Form. Seltener kommt eine Form vor, deren Rippen auch stark geschwungen gegen die Externseite zu kräftig verdickt, auf der Mitte der Flanken aber abgeschwächt sind. Die letztere hat ausserordentlich viel Aehnlichkeit mit dem „*cryptoceras*“ der oberen Teschner Schiefer Schlesiens, und scheint in der lichtgrauen Mergelschieferfacies häufiger vorzukommen, als im dunkeln sandigen Kalkstein. Ausserdem finden sich auch Jugendexemplare vor, wie man sie gemeiniglich als *H. neocomiensis Orb.* zu bezeichnen pflegt. Die Gruppe des *H. cryptoceras* bedarf wie wenige einer gründlichen Bearbeitung, weil zu Verschiedenartiges unter einem Namen zusammengefasst und wieder Gleichartiges unter verschiedenen Namen beschrieben wurde. Das mir vorliegende Material ist viel zu schlecht erhalten und zu gering, um näher auf die berührte Frage eingehen zu können, ich muss mich auf die voranstehenden Bemerkungen beschränken. Schellenberg, Ahanderalpe, Rossfeld und beim Bauernhofe Winterstall, $^1/_2$ Stunde südlich von Hallein.

Hoplites n. f. aff. hystrix Phill. wurde schon oben besprochen. Ein Exemplar von der Ahanderalpe.

Hoplites pexiptychus n. f. (Taf. IV, Fig. 4, 5) (verdickt-rippig). Einige ziemlich wohl erhaltene Stücke erlauben die Charakterisirung einer neuen Art. Das Gehäuse derselben ist flach, weitnabelig, mit flachen Flanken und abgestutzter Externseite, Nabelwand schmal und steil. Die sehr hohen und scharfen Rippen verlaufen anfangs nach vorn geneigt und spalten sich im oberen Drittel der Windungshöhe in zwei sichelförmig nach vorn geschwungene, an der Externseite kräftig verdickte Rippen. An der Spaltungsstelle wird häufig ein deutlicher, runder, spitzer Knoten gebildet, einzelne Rippen bleiben einfach, während sich wieder andere durch aussergewöhnliche Verdickung, namentlich an der Externseite auszeichnen. Nach je 4 oder 5 Rippen (an der Nabelwand gezählt) verläuft diesen parallel eine breite, kräftige Einschnürung. Auf der Aussenseite sind die Rippen unterbrochen. Die Dicke lässt sich leider nicht bestimmt angeben.

Von der Scheidewandlinie ist der erste und zweite Seitenlobus, sowie ein kleiner schief stehender Auxiliarlobus, der die Stelle eines Nahtlobus einnimmt, zu sehen. Die Loben haben plumpe, breite Körper und sind wenig verzweigt. Der zweite Lateral ist viel kürzer, als der erste. Auch die Sättel sind breit und wenig gegliedert.

Die nächst verwandte Form ist *Am. asperrimus Orb.* (Pal. fr. Tf. 60, Figur 4—6), doch mangeln dieser Art die sehr bezeichnenden Einschnürungen und die auffallende Breite und Verdickung einiger Rippen in der Nähe der Externseite; endlich tritt die Spaltung der Rippen seltener ein, als bei unserer Art. Die Loben stimmen im Allgemeinen überein, nur sind die Lobenkörper bei *asperrimus* etwas schmäler.

Die sämmtlichen von dieser Art vorliegenden Exemplare haben nur geringe Grösse. Das Exemplar zu Tafel IV, Fig. 4 zeigt einen halben Umgang Wohnkammer; dieselbe dürfte, nach dem Eindruck zu urtheilen, den sie auf dem vorhergehenden Umgange zurückliess, in der That nicht grösser gewesen sein. Der Mundrand ist nicht erhalten. Einzelne Exemplare haben etwas breitere Rippen, als andere; bei denselben sind auch die Knötchen an der Theilungsstelle nicht so deutlich entwickelt. Schellenberg, Ahanderalpe.

Hoplites n. f. aff. Rütimeyeri Oost. (*Catal. d. Céph. Suiss.* Taf. 23, Fig. 5—8, S. 118). Eine neue Art, die namentlich mit Fig. 5 der Ooster'schen Abbildung viel Aehnlichkeit hat; eine Identification kann nicht wohl vorgenommen werden, da hier die mittlere Knotenreihe höher steht, als bei *H. Rütimeyeri*, und sich die Sculptur, Knoten und Rippen mit zunehmender Grösse bedeutend verstärkt, während bei *H. Rütimeyeri* gegen die Mündung eine Abschwächung der Sculptur stattfinden soll. Eine fernere ähnliche Form ist *H. Euthymi Pictet* (Porte de France Taf. 13, Fig. 3, S. 76), von welcher sich die vorliegende durch Vorhandensein ungeknoteter, an der Nabelnaht beginnender Rippen unterscheidet. Schon ferner steht *H. Vaceki Neum et Uhl.* Diese Art liegt nur in einem Abdrucke von der Ahanderalpe so mangelhaft erhalten vor, dass eine nähere Beschreibung nicht rathsam schien. Ein zweites sehr nahe stehendes Exemplar mit entfernter stehenden Rippen stammt angeblich von Kufstein.

Crioceras Duvali Lév. Bezeichnende, gut übereinstimmende Exemplare fanden sich vor in Schellenberg, Rossfeld, Ahanderalpe, Ziernfeldsgraben. Ein Exemplar von Schellenberg hat mindestens 2·5 Dm. Durchmesser und ist noch regelmässig spiral eingerollt; ein Theil des letzten Umganges gehört dabei schon der Wohnkammer an.

Crioceras cf. Villiersianum Orb. Ein verzerrtes Exemplar von Schellenberg, welches wahrscheinlich mit der südfranzösischen Art direct identisch ist, aber unvollständig und nicht gut erhalten ist.

Crioceras n. f., aff. Quenstedti Oost. Ein ziemlich gut erhaltenes Exemplar von der Ahanderalpe gleicht darin dem *Cr. Quenstedti*, wie diese Art von Ooster (Cat. des Céph. Suiss. Taf. 49) darge-

stellt wird, dass es auf den inneren, leider ziemlich schlecht erhaltenen Umgängen einzelne schwache Knoten zeigt, die sich später verlieren. Der letzte Umgang ist mit geraden Rippen versehen, welche sich zuweilen an der Naht oder in der Nähe derselben spalten; regelmässig findet aber die Einschaltung kurzer Zwischenrippen an der Externseite statt. Dieser Umstand, sowie der gerade, nicht geschwungene Verlauf der Rippen verleihen dieser Art ein charakteristisches Aussehen. Externseite glatt. Der Abstand der einzelnen Umgänge von einander ist ein sehr geringer. Es wäre sehr wünschenswerth, mehrere Exemplare dieser Art, die wohl sicher eine neue ist, zu kennen, um ihre Beziehungen nach allen Richtungen hin festzustellen.

Crioceras sp. Vom Rossfelde liegt ein Stück eines Schaftes vor, welches mit schief aufsteigenden, an der Externseite in leichte Knötchen endigenden Rippen versehen ist. Es lässt sich mit einer der bis jetzt bekannten Arten nicht identificiren, ist aber zu mangelhaft, um näher beschrieben werden zu können.

Baculites cf. neocomiensis Orb. Sehr roh erhaltene und darum nicht mit voller Sicherheit bestimmbare, sehr lange Exemplare von Schellenberg.

Nautilus neocomiensis Orb. Schellenberg.
Belemnites latus Bl. Schellenberg.
Belemnites pistilliformis Bl. Schellenberg.

Die voranstehende Fauna hat offenbar mittelneocomes Alter und zeigt mit der des Urschlauerachenthales sehr viel Uebereinstimmung, die sich durch weitere Aufsammlungen gewiss noch vergrössern würde.

Der lichtgrau oder grünliche Mergelschiefer tritt bei Schellenberg, am Rossfelde, der Ahanderalpe und bei Schrambach auf. Die Anzahl der daraus vorliegenden Versteinerungen ist eine viel geringere, es fanden sich vor:

Lytoceras quadrisulcatum Orb. Schellenberg.
Phylloceras Thetys Orb. Ahanderalpe.
Phylloceras Calypso Orb. Schrambach.
Haploceras cf. difficile. Rossfeld.
Haploceras Grasianum Orb. Schellenberg, Schrambach.
Olcostephanus Astierianum Orb. Schellenberg, Ahanderalpe, Rossfeld.
Hoplites cryptoceras aut. Schellenberg, Rossfeld.
Holcodiscus cf. incertus Orb. Ahanderalpe.

Salzkammergut.

Die untere Kreide ist hier schon seit langer Zeit bekannt; von Hauer[1]), Schloenbach[2]) und Wagner[3]) haben von hier Versteinerungslisten bekannt gemacht.

[1]) Haidinger's Berichte über die Mitth. von Freunden der Naturwissenschaft VII. Bd. 1851, S. 21.
[2]) Verhandlungen der geol. Reichsanst. 1867, S. 378.
[3]) Dieses Jahrbuch 1880, XXX. Bd.

Mir liegen Versteinerungen vor von den Localitäten: Ischl, Perneck südlich von Ischl, Kroissengraben bei Ischl, Schoberstein bei Mondsee, Trenkelbach bei Ischl, Rasperhöhe, Schleiferleiten (Ausfluss des Zinkenbaches beim Kaiserrechen), vom Westufer des Traunsees. Eigenthümlicher Weise tritt nur in der Localität Perneck ein Gestein auf, welches dem dunklen, harten, sandigen Kalkstein vom Rossfelde oder Schellenberg einigermassen entsprechen würde, an allen anderen genannten Orten erscheinen bald schiefrige, bald kalkige Fleckenmergel und Schiefermergel. Die Zahl der sicher nachweisbaren Arten ist eine geringe.

Phylloceras sp. Rasperhöhe.
Phylloceras infundibulum. Schoberstein.
Lytoceras sp. Perneck.
Lytoceras quadrisulcatum Orb. Schleiferleiten.
Haploceras difficile Orb. (?) Kroissengraben.
Haploceras Grasianum Orb. Schleiferleiten, Rasperhöhe.
Hoplites cryptoceras aut. Rasperhöhe, Schleiferleiten.
Olcostephanus Astierianus Orb. Rasperhöhe.
Holcodiscus cf. incertus Orb. Perneck.
Crioceras Quenstedti Oost. Kroissengraben, Trenkelbach, in zahlreichen gut bestimmbaren Exemplaren.
Baculites neocomiensis. Ischl.
Nautilus Neocomiensis Orb. Westufer des Traunsees, zwischen Siegesbach und Teufelsgraben; von Hauer zählt von Ischl auf: *Crioc. Duvali, Lyt. quadrisulcatum. Hapl. cryptoceras, Phyll. semistriatum*; Schloenbach: *Hopl. Grasanum.*

Welches geologische Alter den einzelnen hier zusammengezogenen Localitäten zukommt, lässt sich nach den citirten Arten nicht mit Bestimmtheit angeben. *Cr. Quenstedti* und *Bacul. neocomiensis* deuten auf Mittelneocom, die übrigen Formen sind indifferent.

Endlich wäre noch einiger Reste zu gedenken, die im Ennsgebiete und in Niederösterreich aufgefunden wurden. Das einschliessende Gestein ist auch da der lichte Mergelschiefer, seltener Fleckenmergel.

In der Localität „Grosse Klaus", SW. von Gross-Raming bei Losenstein fanden sich vor:

Haploceras Grasanum Orb.
Hoplites cryptoceras aut.
Olcostephanus Astierianus Orb.
Holcodiscus Hugii Oost. (?);

in Anzenbach, SO. von Reichraming, beim Jägerhause:

Phylloc. infundibulum Orb.
Hoplites cryptoceras aut. (?).
Holcodiscus incertus (?).
Crioceras Quenstedti Oost.;

in Artzberg SW. Reichraming und Holzwegergut O. Grossraming: *Holcodiscus incertus Orb.*, beim Klausriegler SO. von Losenstein: *Phylloc. Thetys Orb.*, in Laussa (bei Altenmarkt): *Holcodiscus incertus Orb.*, in Gössling (N. von Altenmarkt) *Olcostephanus Astieri Orb.*, *Hoplites cryptoceras aut.*

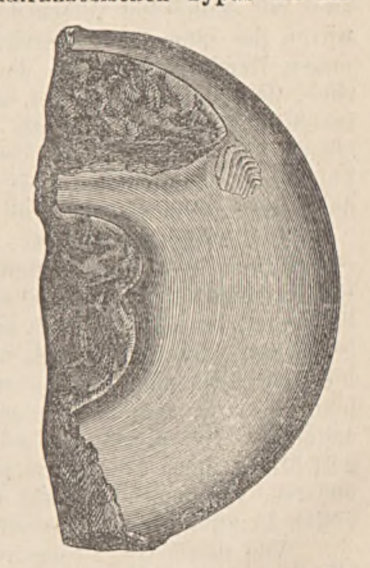
Die ersten beiden Localitäten dürften wohl Mittelneocom repräsentiren.

Aus der Umgebung von Kirchberg an der Pielach lagen nur so undeutlich erhaltene Reste vor, dass eine sichere Bestimmung nicht zu wagen ist. Von Markel bei Lilienfeld ist *Lyt. quadrisulcatum*, von Hof am Stein, SO. von Kammberg *Hapl. cf. difficile.*, *Hapl. cryptoceras*, von Waidhofen *Belemn. dilatatus*, vom Fundorte Ebenreiter, W. von Schwarzwald, NW. von Kleinzell bei Hainfeld *Olcost. Astierianus*, *Lyt. aff. striatisulcatum Orb.*, *Haploceras sp.* (?) vorhanden. Der Localitäten Weitenau, Stiedelsbach bei Losenstein (n.-ö.), Laubbüchel und Reinsperg wurde bereits in der Einleitung ausführlich gedacht.

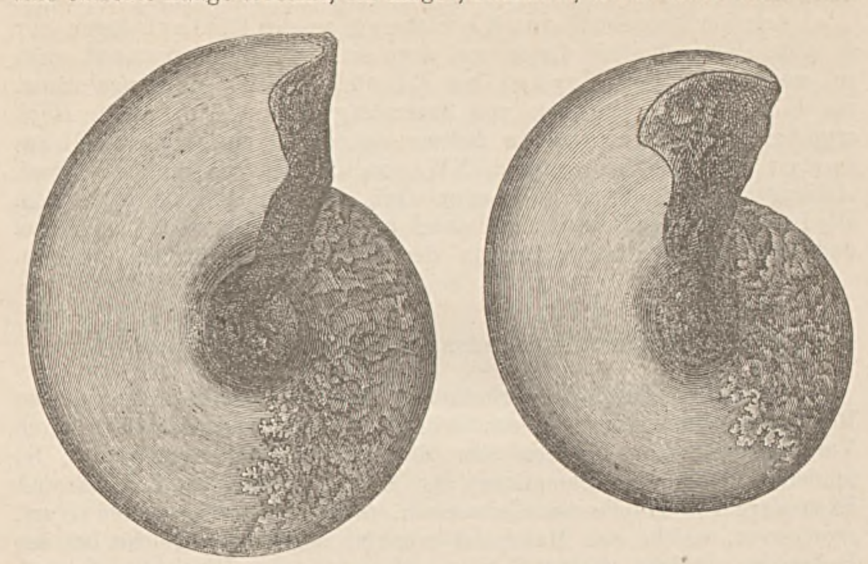
Ueber einige mit Mundsaum versehene Ammoniten.

So schlecht auch der Erhaltungszustand der Ammoniten aus den Rossfeldschichten sein mag, so zeichnen sich doch viele derselben durch Vorhandensein eines Theiles oder der ganzen Wohnkammer aus. So fanden sich in der Sammlung der k. k. geologischen Reichsanstalt Exemplare von *Haploceras Grasianum*, *Olcost. Astierianum* und *Hapl. cryptoceras*, welche den Mundrand erhalten zeigen und welche bei der Bedeutung, welche diesen Schalen in zoologischer Hinsicht zukommt, in den folgenden Zeilen beschrieben werden sollen.

Haploceras Grasianum Orb. (cf. Pal. fr., Taf. 44, S. 141, und Pictet, Mel. pal. Fauna von Berrias, Taf. 13, Fig. 1) liegt in mehreren mit Wohnkammer und Mundsaum versehenen Exemplaren vor, über deren völlige Identität mit dem südfranzösischen Typus bei der vollkommen übereinstimmenden äusseren Form und Scheidewandlinie kein Zweifel bestehen kann. *Hapl. Grasianum* schliesst sich bekanntlich sehr eng an eine jurassische Form, *Hapl. tithonium Opp.* (nach Zittel, Stramberg S. 83) an und besitzt, wie diese, eine sehr kurze Wohnkammer, welche die Hälfte eines Umganges einnimmt. Die Abbildung bei Orbigny zeigt auf den inneren Umgängen die auf einander folgenden Scheidewandlinien, nur ein Theil des letzten Umganges entbehrt dieselben, wie wenn es in der Absicht des Autors gelegen gewesen wäre, diesen Theil als Wohnkammer darzustellen. Danach aber würde die Wohnkammer viel länger sein und über zwei Drittel eines Umganges einnehmen. Es dürfte dies, nebenbei bemerkt, wohl auf einem Beobachtungs- oder Zeichnungsfehler beruhen. Die nordalpinen Exemplare haben so ziemlich dieselbe Grösse (65—70 Mm. Durchmesser), der Mundsaum ist bei allen in einen langen Externlappen ausgezogen, während jedoch bei einem Exem-



plare von der Schleiferleiten, bei welchem gleichzeitig der Externlappen eine extreme Länge erreicht, ein langes, schmales, etwas schief nach unten



gerichtetes Ohr vorhanden ist, zeigen 3 andere Exemplare, wovon zwei von der Rasperhöhe nebenan dargestellt sind, einen kürzeren Externlappen und nicht Ohren, sondern nur einen nach vorn convex vorspringenden Rand, der den Anwachsstreifen parallel läuft, etwa wie bei *H. elimatum Opp.* (Zittel, Stramberg, Taf. 13, Fig. 2). Bekanntlich hat Waagen[1]) zwei mit Mundrand versehene Exemplare von *Am. opalinus* untersucht, wovon das eine ein ausgezeichnetes Ohr, das andere einfach sichelförmigen Rand besass und darauf gestützt, die Vermuthung ausgesprochen, dass der Bildung der sogenannten Ohren wenig Bedeutung zuzuschreiben und dieselbe als Ausdruck individueller Eigenthümlichkeit anzusprechen sei. Da die Gattung *Haploceras* ohne Zweifel von den Falciferen abstammt, so wäre es wohl möglich, dass dies gerade innerhalb dieses Stammes der Fall ist.

Ein ferneres Exemplar mit Mundrand gehört zu *Olcostephanus Astierianus Orb.* und stammt von der Ahanderalpe (Taf. IV, Fig. 6). Da dasselbe ein jugendliches ist und ausserdem Verdrückungen erlitten hat, so lässt sich die specifische Identität zwar nicht mit voller Sicherheit aussprechen (vgl. oben), doch ist dies gerade bei der uns hier beschäftigenden Frage ziemlich gleichgiltig, ob das betreffende Exemplar dem *Olc. Astieri Orb.* oder einer sehr nahe verwandten Form angehört. Der Mundsaum zeichnet sich durch ein schief nach vorn gerichtetes, hoch kammförmiges Band aus, hinter welchem die Rippen endigen, vor demselben liegt eine schmale glatte Fläche, die an den Seiten in zwei deutlich gestielte Ohren übergeht.

Von dieser Gestaltung weicht der Mundrand des nahe verwandten *Olcosteph. psilostomus Neum.* et *Uhl.* (Palaeontographica Bd. XXVII.,

[1]) Palaeontographica Bd. 17, S. 195, Taf. XI, Fig. 6, 7.

Taf. 32, Fig. 2, S. 21) durch den Mangel des hohen kammförmigen Randes und kürzere, sitzende Ohren ab. Von *Olcost. Astieri* wurde der Mundsaum bereits mehrfach abgebildet (von Orbigny, Pal. fr. Taf. 28, von Bayle, Explication de la carte géol. de la France, Taf. 55, Fig. 1, 3), doch erwies er sich auch stets einfach. Da jedoch in den letzteren Fällen grosse, ausgewachsene Exemplare beobachtet wurden, so könnte man wohl annehmen, dass die Ohren bei dieser Art nur in der Jugend ausgebildet wurden, im höheren Alter dagegen der Mundsaum einfach blieb, wie dies auch schon Waagen (l. c. p. 195) betont hat. Ob dasselbe auch bei *Olc. psilostomus Neum.* et *Uhl.* der Fall ist, lässt sich vorläufig nicht bestimmen; nur soviel möchte ich bemerken, dass das von Prof. Neumayr und mir abgebildete Exemplar von *Olc. psilostomus* nicht das Altersstadium dieser Art vorstellt. Ich halte nämlich jetzt, nachdem ich zahlreiche feinrippige, typische Exemplare des *A. Astierianus* zu sehen Gelegenheit hatte, das von Professor Neumayr und mir mit einigem Zweifel als *Olc. Astierianus* bestimmte Exemplar aus dem Hils von Jerzheim (l. c. p. 21) für das Altersstadium des *Olc. psilostomus.*

Endlich sei noch des Mundsaumes von *Hoplites cryptoceras* (Taf. IV, Fig. 7) Erwähnung gethan, welcher bei einem Exemplare vom Mitterwandgraben erhalten ist. Er zeigt einen kurzen Externlappen — wenn nicht der Erhaltungszustand trügt — und ein ziemlich langes, schmales Ohr, ähnlich wie es von Orbigny von *A. angulicostatus* (*macilentus* Taf. 42, Fig. 3 der Pal. fr.) abgebildet wurde.

Tafelerklärung.

Tafel IV.

Fig. 1, 2. *Schloenbachia cultrataeformis n. f.* Verdrückte Steinkerne in natürlicher Grösse aus Schellenberg. Pal. Staatssammlung in München. S. 381.

Fig. 3. *Phylloceras Winkleri n. f.* Steinkern in natürlicher Grösse von der Ahanderalpe, Museum der geolog. Reichsanstalt. S. 379.

Fig. 4. *Hoplites pexiptychus n. f.* Verdrückte Steinkern in natürlicher Grösse von der Ahanderalpe; ein Theil des letzten Umganges gehört bereits der Wohnkammer an; der Siphonallobus ist nicht deutlich erkennbar. Museum der k. k. geol. Reichsanstalt. S. 391.

Fig. 5. *Hoplites pexiptychus n. f.* Steinkern in natürlicher Grösse von Schellenberg. Landesmuseum in Salzburg. S. 391.

Fig. 6. *Olcostephanus Astieri Orb.* Verdrücktes Jugendexemplar in natürlicher Grösse mit Mundsaum; die hoch kammförmige Rippe, welche die Mündung begleitet, ist grösstentheils abgebrochen; von der Ahanderalpe, Museum der geol. Reichsanstalt. S. 394.

Fig. 7. *Hoplites cf. cryptoceras Orb.* Verdrücktes Exemplar in natürlicher Grösse, mit Mundsaum; von Mitterwandgraben. Museum der geol. Reichsanstalt. S. 395.

Die Trachyte der Fruška gora in Kroatien (Syrmien).

Von Dr. M. Kispatić, Professor in Agram.

Literatur:

H. Wolf: Bericht über die geologische Aufnahme des Vrdnik-Gebirges. Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt, 1860, 1861, II. pag. 160.

A. Koch: Beitrag zur Kenntniss der geognostischen Beschaffenheit des Vrdnik-Gebirges in Ostslavonien. Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt 1871, pag. 23 (pag. 28—30).

A. Popović: O geološkim odnošajima Fruške gore. I. O. Fruškorskim trahitima. Letopis Matice srbske. 1873, pag. 137—141.

Dr. Oscar Lenz: Beiträge zur Geologie der Fruška gora in Syrmien. Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt 1873, pag. 295; die mikroskopische Untersuchung von Dr. Doelter, pag. 303.

St. Nedeljković: Syrmier Sanidin-Trachyt. Verhandlungen der geologischen Reichsanstalt 1874, pag. 15.

Dr. C. Doelter: Trachytvorkommen in Syrmien. Verhandlungen der geologischen Reichsanstalt 1874, pag. 60.

A. Popović: Neuer Fundort von Trachyt in Syrmien. Verhandlungen der geologischen Reichsanstalt 1874, pag. 226.

Dr. A. Koch: Neue Beiträge zur Geologie der Fruška gora in Ostslavonien. Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt 1876, pag. 1. (pag. 21, 38—46.)

Beim Durchsehen der ziemlich umfangreichen Literatur, die über die Trachyte in der Fruška gora besteht, ist man nicht im Stande sich ein Urtheil zu bilden, in welche Gruppe man dieses eruptive Gestein stellen soll, da die betreffenden Untersuchungen und Bestimmungen sehr weit auseinandergehen. Koch hat in seiner letzten citirten Arbeit die Trachyte von Ledince und Rakovac als doleritische Phonolite bestimmt. Doelter beschrieb das eruptive Gestein von Rakovac einmal als Amphibol-Andesit, ein anderes Mal als Trachyt. A. Popović bestimmte diese Gesteine zum Theil als gewöhnliche Trachyte, zum Theil als Quarztrachyte. Demzufolge sind auch die einzelnen Gemengtheile sehr verschieden angegeben und

die physiographischen Eigenschaften wurden durchgehends übergangen, so dass man selbst nicht beurtheilen kann, ob die einzelnen Bestimmungen richtig sind oder nicht.

Das alles hat mich bewogen, die verschiedenen Fundorte des eruptiven Gesteins der Fruška gora zu besuchen, um an Ort und Stelle das nothwendige Material zur Untersuchung zu sammeln. Zu dem Unternehmen hat mich noch der Umstand bewogen, dass gerade im letzten Sommer der Tunnel durch den Peterwardeiner Festungsberg für die neue Eisenbahnstrecke Neusatz-Semlin durchstochen wurde, wo ich interessantes petrographisches Material zu finden hoffte.

Das Trachytgestein der Fruška gora findet sich nur in der Umgebung von Rakowac und Ledince und im Peterwardeiner Tunnel. Unter allen diesen Fundorten ist der letztere der interessanteste. Bei Rakowac und Ledince bildet der Trachyt ganze Berge und Kuppen, im Peterwardeiner Festungsberge schmale Gänge in einem Gestein, das aus der Literatur unrichtigerweise als Serpentin bekannt ist.

Dass der Trachyt den Peterwardeiner Festungsberg durchbrochen hat, erwähnt zuerst A. Popović in einer kurzen Notiz in den Schriften der k. k. geologischen Reichsanstalt (Verh. 1874, 226), worin er sagt, dass der Trachyt aus Orthoklas, Oligoklas und Quarz bestehe. In seiner Arbeit in dem Jahresbericht der „Matica srbska", zählt er dieselben Mineralien als die wesentlichen Gemengtheile auf, zu denen sich noch in kleineren Mengen Augit, Biotit, Nephelin, Pyrit, Magnetit und Calcit gesellen. In wiefern diese Bestimmungen richtig sind, werden wir gleich sehen.

Der Trachyt, der an der Südseite des Peterwardeiner Berges auf der Kamenitzer Fahrstrasse zum Vorschein kommt, ist so verwittert, dass man in ihm nur noch die grünlichen, chloritisirten Amphibole unterscheiden kann. Unverwittertes Gestein habe ich nur im Tunnel gefunden. Dieser hat seinen Anfang an der Westseite des Berges, nur einige Meter weit von der Donau. Er ist im Ganzen 361 Meter lang, hat gleich Anfangs eine kleine Biegung gegen Norden und mündet in gerader Richtung gegen die Vorstadt „Majur". Er zieht sich durch ein grünes Gestein, das anscheinend gleichartig aussieht und aus dem der ganze Festungsberg besteht. Wie ich schon erwähnt habe, ist dieses grüne Gestein in der Literatur als Serpentin bekannt. Meine Untersuchungen, die ich in der Sitzung der südslavischen Akademie in Agram vom 7. Juni 1882 veröffentlichte, haben dargethan, dass wir es hier mit „grünen Schiefern" zu thun haben, die jenen Niederschlesiens[1]) ganz ähnlich sind. — 60 Meter vom Eingang von der Donauseite bricht senkrecht durch das Schiefergestein ein Trachytgang durch, der an der linken Seite 5·5 und auf der rechten Seite 7 Meter mächtig ist. Nach dem Trachytgange setzt sich der grüne Schiefer weiter fort, erscheint hier immer mehr und mehr verwittert, und in diesem verwitterten Gestein, circa 160 Meter vom Eingange, kommt ein zweiter 6 Meter breiter Trachytgang zum Vorschein. Wie das umgebende Gestein, so ist auch der Trachyt hier sehr verwittert.

[1]) Dr. E. Kalkowsky: Ueber grüne Schiefer Niederschlesiens. Min. Mitth. 1876, pag. 87.

Das Gestein vom ersten Trachytgang ist mindestens dem Ansehen nach ganz frisch und von einer röthlich grauen Farbe. Es hat sich beinahe immer phorphyrisch ausgebildet; in einer dichten Grundmasse kann man deutlich die schön ausgebildeten Krystalle von Feldspath und Amphibol nebst einer bedeutenden Menge von Pyrit unterscheiden. Der Feldspath ist meist milchig getrübt und nur ausnahmsweise noch ganz klar und glasig. Der phorphyrisch ausgebildete Amphibol bildet lange Krystalle und ist gleichmässig durch das ganze Gestein vertheilt, nur hie und da hat er sich in grösseren Krystallen zu mehr weniger umfangreichen Haufen angesammelt.

Mikroskopisch habe ich im Gestein des ersten Trachytganges als beständige Gemengtheile Feldspath (meist Orthotomer), Amphibol, Apatit und Titanit gefunden. Nur in einzelnen Fällen tritt Augit und Biotit hinzu. Die Grundmasse ist durch und durch krystallinisch ausgebildet. Ausser dem schon erwähnten Pyrit sind hier noch Haematit, Limonit, Eisen- und Kalk-Carbonate zu sehen. Nephelin habe ich nirgends gefunden und Quarz nur einmal nachweisen können, wo er als secundäre Bildung in einem sehr zersetzten Trachyt erscheint. Nach diesen Bestandtheilen muss man dieses eruptive Gestein in die Gruppe der Trachyte stellen.

Der Feldspath in grösseren Krystallen ist zwar nicht so häufig als der Amphibol, ist aber so constant, dass man selten auf einen Dünnschliff trifft, in dem kein grösserer Krystall zu sehen wäre. Es ist meistens orthotomer Feldspath, neben ihm aber immer Plagioklas in geringerer Menge zu finden. Der erstere bildet entweder einfache Krystalle oder Karlsbader Zwillinge. Bei den letzteren betrug die Auslöschungsrichtung mit der Zwillingsgrenze 12.5—13°. Die durchsichtigen und klaren Krystalle zeigen oft den schönsten zonalen Bau mit 3, 4 bis 9 Zonen. Ein Theil der orthotomen Feldspathe ist ganz frisch und durchsichtig, mit dem Charakter des schönsten Sanidin. Ein zweiter Theil ist durch die Zersetzung ganz trüb geworden.

Die Zersetzung hat hier wie auch in anderen ähnlichen Fällen meist durch die unregelmässigen Klüfte und Sprünge, die den Krystall durchziehen, den Weg in das Innere gefunden. Oft bildet die Trübung im Krystall einen geschlossenen Kranz, wobei das Innere und der Rand ganz klar geblieben sind. In einer grossen Anzahl von Proben sind die Feldspathe ganz zersetzt. Man kann sie nur an ihren äusseren Contouren erkennen, während das Innere metamorphosirt ist. Bei starker Vergrösserung kann man deutlich wahrnehmen, dass dieses Umwandlungsproduct aus einer Unzahl unendlich feiner Blättchen besteht. Alle die Blättchen haben sich parallel angelagert und liegen in der Richtung der Prismenflächen. Nur in einzelnen Fällen haben sich dazu dünne Lagen von denselben Blättchen in einer Richtung geordnet, die mit der früheren einen Winkel von beiläufig 90° bildet. Die Blätter geben bei gekreuzten Nicols sehr lebhafte Farben und zeigen eine gerade Auslöschung. Zieht man die blättrige Natur dieser Umwandlungsproducte, die grellen Polarisationsfarben und die optische Orientirung in Betracht, und noch den Umstand, dass sich dieses Mineral durch chemische Metamorphose im Kali-Feldspath gebildet hat, so ist man leicht geneigt, die Vermuthung auszusprechen, dass sie aus Kali-

glimmer bestehen. Es ist ja dies eine Metamorphose, die schon öfters beobachtet wurde. Eine ähnliche Bildung von Kaliglimmer hat Tschermak[1]) bei der Zersetzung von Labradorit beobachtet und nachgewiesen. Ich habe bei den Augit-Andesiten und Halbopalen von Gleichenberg[2]) dieselbe Bildung von Kaliglimmer im Feldspath beobachtet und chemisch nachgewiesen, und die Pseudomorphosen in dem Peterwardeiner Trachyt sind denjenigen von Gleichenberg ganz gleich. Die Umwandlung hat nicht allein die Feldspathe betroffen, man findet immer, dass auch dabei die übrigen Gemengtheile stark verändert sind. Dass sich unter den umgewandelten Feldspathen auch Plagioklase finden, beweist der Umstand, den ich früher erwähnt habe, dass sich einzelne Lagen von Blättchen und Schüppchen senkrecht zu den übrigen geordnet haben, was der Verzwilligung nach 001 entsprechen würde, die man bei den unzersetzten Plagioklasen des Peterwardeiner Trachyts öfters findet. Alle umgewandelten Feldspathe enthalten immer im Innern ganz frische Apatitnadeln eingeschlossen.

Der orthotome Feldspath führt in allen Individuen verschiedenartige Einschlüsse, und zwar:

1. Apatit. Er ist der beständigste Begleiter. Man findet ihn in sechseitigen basischen Durchschnitten, sowie auch in langen nadelförmigen Krystallen mit der Pyramide und manchmal noch mit der Endfläche. Die Nadeln zeigen immer die basische Spaltbarkeit. Neben dem Apatit tritt eine grössere Anzahl von so winzigen Nadeln auf, die wegen ihrer Kleinheit nicht bestimmbar sind. Vielleicht gehören auch sie dem eben erwähnten Minerale an.

2. Feldspath selbst liegt oft in kleineren Körnern in den grösseren Individuen eingeschlossen, und zwar in einer unregelmässigen Lage.

3. Amphibol erscheint öfters als Einschluss und zwar in grösseren Krystallen, an denen man den bedeutenden Pleochroismus, den geringen Auslöschungswinkel und die prismatische Spaltbarkeit beobachten kann.

4. Augit findet sich als seltener Gast.

5. Ganze Stücke von der Grundmasse mit den Krystallen von Feldspath, Amphibol, Augit, Apatit und Pyrit, welch letzterer sich öfters an den Rändern zu Hämatit umgewandelt hat.

6. Titanit ist der interessanteste Einschluss im Feldspath. Er erscheint hier in winzigen, gelben, charakteristischen Krystallen entweder einzeln oder zu Gruppen vereinigt. In einem Sanidin habe ich sechs zu einer Gruppe angehäufte Titanitkrystalle gefunden.

Die Anzahl der in dem Trachyt vorkommenden Plagioklase ist viel geringer, als die der orthotomen Feldspathe, und sie haben sich durchgehends in kleineren Dimensionen ausgebildet. Die einzelnen Zwillingslamellen sind, wie es oft vorkommt, von verschiedener Breite und gehen häufig nicht durch das ganze Individuum durch. In einigen Plagioklasen haben sich einzelne dünne Lamellen quer im Krystall eingelagert, so dass sie parallel der Fläche 001 liegen. In den

---

[1]) Tschermak, Mineralog. Mitth. 1874, pag. 269 und 1875, pag. 41.
[2]) Tschermak, Min. petrog. Mitth. 1881, pag. 136.

übrigen Eigenschaften stimmt dieser Gemengtheil mit dem orthotomen Feldspath ganz überein. Die Auslöschungsrichtung der einzelnen Plagioklase mit der Zwillingsfläche bildete einen Winkel von 6, 8 bis 14°.

Der Amphibol bildet in dem Peterwardeiner Trachyt den bedeutendsten Gemengtheil. A. Popović erwähnt ihn in seiner Arbeit nicht, obwohl sich der Amphibol in so grossen Krystallen entwickelte, dass man ihn aus dem Gestein leicht trennen und messen kann. Die ausgelösten Krystalle hatten zwar eine etwas rauhe Oberfläche, sie gestatteten doch insoferne eine Messung, dass man aus ihr die einzelnen Flächen erkennen kann. Die Prismenflächen bildeten im Durchschnitt einen Winkel von 55° 41′ (124° 19′). Dazu sind an den Krystallen die beiden seitlichen Pinakoide vorhanden, ebenso die Flächen 100 von kaum bemerkbarer Dimension. Weiter sind noch 111, $\bar{1}11$ und 001 entwickelt ($\bar{1}11$: $\bar{1}10$ = 68° 57′; 001 : $\bar{1}11$ = 34° 4′). Wo die Amphibole frisch und unzersetzt sind, zeigen sie einen deutlichen Trichroismus: *a* lichtgrün, *b* gelbgrün und *c* braungrün. Längsschnitte geben eine Auslöschungsschiefe von 6 bis 17°, während die Querschnitte eine ausgezeichnete prismatische Spaltbarkeit von circa 120° zeigen. Darunter sind einige Zwillinge nach dem Orthopinakoid. Der grösste Theil der Amphibole ist verändert. Die Zersetzung hat an den Rändern begonnen und hat sich von da in das Innere fortgepflanzt, was leicht an den Krystallen, die sich in mehr oder weniger fortgeschrittenem Stadium der Umwandlung befanden, zu sehen ist. Wo er ganz zersetzt erscheint, da kann man ihn nur an seinen Contouren erkennen. Das Umwandlungsproduct besteht aus schuppenförmigem Chlorit. Die Schuppen sind je nach dem Schnitt breiter, dünner und nadelförmig, sie zeigen meist einen deutlichen Dichroismus. Die breiten Blätter bleiben zwischen gekreuzten Nicols in jeder Lage dunkel, während die Längsschnitte nur parallel dem einen oder dem anderen Nicol auslöschen. Zwischen den Chlorit haben sich hie und da Kalk und Eisencarbonat eingelagert, manchmal dendritische Anhäufungen von Magnetit.

Auch hier ist der gewöhnlichste Einschluss Apatit. Wo der Amphibol ganz umgewandelt, kann man den Apatit immer frisch sehen. In der grössten Menge aber treten als Einschlüsse der Pyrit und seine Umwandlungsproducte, Limonit und Hämatit, auf. Weiter finden sich manchmal eingeschlossene Sanidine und schöne Titanit-Krystalle. Nur in zwei Fällen habe ich grosse Biotit-Blätter gefunden und zwar in einer ganz unregelmässigen Lage.

Der Apatit erscheint im ganzen Gestein nicht nur als Einschluss, sondern auch selbständig in grosser Menge. A. Popović erwähnt ihn nicht. Er hat wahrscheinlich den Apatit für Nephelin gehalten, von dem aber in dem Gestein nichts zu sehen ist. Dieses hexagonale Mineral, das sich auch in den übrigen Trachyten der Fruška gora findet, ist, wie ich weiter zeigen werde, nicht Nephelin, sondern Apatit. Er kommt in den Dünnschliffen in allen seinen charakteristischen Formen vor. Die Querschnitte zeigen mehr oder weniger regelmässige Sechsecke. Die der Länge nach liegenden Krystalle zeigen die Prismenflächen combinirt mit der Pyramide, wozu

sich manchmal auch das basische Pinakoid gesellt. Sehr selten erscheint das Pinakoid allein mit dem Prisma. Sie sind von verschiedener Länge und Dicke. Die basische Spaltbarkeit ist an ihnen immer entwickelt, so dass die Krystalle gegliedert erscheinen. Oefters findet man mehrere Apatite von verschiedener Länge und Dicke parallel der Hauptaxe zu grösseren Bündeln verwachsen. Die dünneren sind gewöhnlich ganz rein und durchsichtig, während die dickeren meistens mit Einschlüssen erfüllt erscheinen. Diese häufen sich in einer solchen Menge an, dass die betreffenden Theile grau und dunkel werden. Sie erfüllen gewöhnlich den mittleren Theil des Krystalls, so dass nur die Randtheile rein bleiben. Die Zone der Einschlüsse ahmt manchmal ganz genau die äusseren Contouren des Krystalls nach. Die Einschlüsse sind fast immer so winzig, dass man sie erst bei der stärksten Vergrösserung (800 bis 1000) unterscheiden kann. Es sind das theils nadelförmige Gebilde, die sich in der Richtung der Hauptaxe geordnet haben, theils ovale Kügelchen. Ein Theil dieser ist von braungelber Farbe. In ihnen erscheinen manchmal kleine Bläschen, die aber weder bei einem Schütteln, noch bei einer Erwärmung des Präparates in Bewegung gerathen. Es sind das also wohl Glaseinschlüsse. Ein zweiter Theil ähnlich geformter ist licht gefärbt. Auch in ihnen findet man öfters Bläschen. Bei den rundlichen Einschlüssen bewegte sich durch die Erwärmung das Bläschen ganz deutlich, verschwindet aber nicht. Wir haben es also hier mit einer wässerigen Flüssigkeit zu thun. Das Bläschen in den licht gefärbten, nadelförmigen Einschlüssen bewegte sich nicht, woran wahrscheinlich die langgezogene Form der Hohlräume die Ursache ist. Die optischen Eigenschaften sind die eines hexagonalen Minerals.

Der Titanit ist in dem Peterwardeiner Trachyt ein so beständiger und häufiger Gemengtheil, dass man in jedem Dünnschliff mehrere Individuen nachweisen kann. Er erscheint nicht nur als Einschluss im Feldspath und Amphibol, sondern auch selbständig in der Grundmasse. In einem einzigen Dünnschliff habe ich über hundert Titanitkrystalle gezählt. — Er ist sehr schwach gelb gefärbt und zeigt einen ganz deutlichen Pleochroismus. Die Oberfläche erscheint fein gerunzelt. Ausserdem erscheint die Form der Krystalle so charakteristisch, dass das Mineral leicht zu erkennen ist. Körner kommen äusserst selten vor. Die kleineren Krystalle zeigen mehr oder weniger regelmässige Rhomben, manchmal auch Deltoide, bei denen sich das eine Paar der Flächen in einen spitzen Keil verlängert. Bei den grösseren erscheinen die Rhomben gewöhnlich in der Weise ausgebildet, dass die zwei gegenüber liegenden Flächen verkürzt, die anderen zwei in die Länge gezogen sind, so dass dadurch längliche, säulenförmige Formen entstehen. Viele Titanite, die im gewöhnlichen Lichte wie einfache Krystalle aussehen, erweisen sich im polarisirten Lichte als Zwillinge, bei denen die Zwillingsnaht mit der langen Diagonale zusammenfällt. Ein Zwilling war der Form nach ganz ähnlich den bekannten Gypszwillingen nach dem Orthopinakoid mit dem einspringenden Winkel (Schwalbenschwanz-Zwilling). Manche sechsseitige Säulen zeigen schon im gewöhnlichen Licht eine Zwillingsnaht, die den Krystall der Länge nach in zwei Hälften theilt. Die Krystalle sind meist von einer bedeutenden Grösse, von $^1/_2$ bis 2 Mm. und nicht immer



rein, man kann aber wegen der rauhen Oberfläche die Natur der Einschlüsse nicht bestimmen. Nur selten sieht man feine, nadelförmige Mikrolite von gelblichgrüner Farbe längs der langen Diagonale angeordnet. Im etwas zersetzten Gestein werden die Titanite blass.

Der Augit, von dem A. Popović sagt, dass er den Hauptgemengtheil des Trachyts bildet, lässt sich in der That nur in einzelnen Partien des Gesteins nachweisen. In 14 Dünnschliffen habe ich keine Spur vom Augit gefunden, in 4 Präparaten hingegen war er so häufig, dass nicht anzunehmen ist, als wäre er in den übrigen Schliffen zufällig nicht getroffen worden. Neben dem Augit ist auch hier immer Amphibol vorhanden, der letztere aber in kleineren kernartigen, zu Gruppen vereinigten Krystallen ausgebildet. Der Augit ist hellgrün gefärbt. Der Pleochroismus ganz unbedeutend, und im polarisirten Lichte zeigt er die grellen Farben. Die Auslöschungsschiefe beträgt 37—40°. Die Querschnitte zeigen ausser den Prismenflächen noch die der beiden Pinakoide. Die letzteren sind immer mehr entwickelt, als die ersteren. Die prismatische Spaltbarkeit ist selten und dann undeutlich. Zwillinge sind nicht häufig und unter ihnen einige mit 2—3 interponirten Lamellen nach dem Orthopinakoid. Einschlüsse erscheinen wenige, hie und da kleine Apatitkrystalle und selten kleine Biotitblättchen.

Der Biotit selbst ist ebenso wie der Augit ganz ungleichmässig im Gestein vertheilt. In den meisten Präparaten ist von ihm keine Spur zu sehen. Nur in einer kleineren Anzahl von Schliffen sieht man in der Grundmasse einzelne Biotitblättchen eingestreut. Grössere Blätter sind auch da sehr selten. Nur in einem Handstück war er in grosser Menge schon mit freiem Auge bemerkbar. Man kann da ganze Lagen von Biotitblättern herauslesen. Die Farbe ist braungelb, die Längsschnitte zeigen starke Absorption. Die sechsseitigen Blätter bleiben zwischen gekreuzten Nicols in jeder Lage dunkel. Im convergenten Licht zeigen diese ein dunkles Kreuz, das sich aber bei einer Bewegung des Präparates unbedeutend in zwei Arme theilt. Als Einschlüsse findet man im Biotit Apatitnadeln und Hämatitblättchen. Die Grundmasse des untersuchten Trachyts ist mikrokrystallinisch ausgebildet, ohne jede Spur von Glas. Wo sie noch frisch ist, kann deutlich nachgewiesen werden, dass sie aus winzigen Feldspathkryställchen, unter denen die einfachen Individuen weit vorherrschen, besteht.

Neben dem Feldspath erscheinen Apatitnadeln, einzelne Titanite, manchmal kleine Amphibol- und Augitkörner und sehr selten Biotitblättchen. Ausserdem ist eine bedeutende Menge von Pyrit vorhanden. Er hat sich manchmal in Limonit oder Hämatit umgewandelt. Dazu kamen bei den zersetzten Stücken Carbonate von Kalk und Eisen. Endlich muss ich noch des Quarzes erwähnen, den ich nur in zwei Präparaten von ganz verwittertem Gestein gefunden habe, wo immer mehrere Körner kleine und schmale Klüften ausfüllen [1]).

---

[1]) Nachdem die Arbeit schon beendigt war, habe ich erfahren, dass Dr. J. Szabó die Trachyte von Peterwardein, Rakovac und Ledince untersucht und die Resultate ungarisch im Földtani Közlöny 1874, pag. 94—97 veröffentlicht hat. Er bestimmte alle die Trachyte als Quarztrachyte, und erwähnt kurz, dass er in ihnen

Das Gestein von dem zweiten Trachytstock ist durchgehends so verändert und zersetzt, dass man in ihm ausser dem frischen Apatit nur noch die Contouren von zersetztem Amphibol unterscheiden kann. Auch hier hat sich der Quarz in mikroskopischen Klüften angesiedelt.

Wie ich schon erwähnt habe, findet man den Trachyt in der Fruška gora noch in der Umgebung von Racovac und Ledince. In der Literatur erwähnt zuerst H. Wolf in dem Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt (1860, 1861, II., p. 160) dieses Vorkommen, wo er sagt, dass er Trachytgeschiebe in dem Bach von Ledince gefunden hat. Später hat Dr. Koch im Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt (1871, p. 28) den Sanidin-Trachyt von Rakovac beschrieben. Bei der mikroskopischen Untersuchung fand er eine felsitische Grundmasse, und als Einsprenglinge Sanidin, Amphibol, Augit, etwas Biotit und wenig Nephelin. Ausser diesen Gemengtheilen hat A. Popović (Letopis, 1873) in dem Trachyt von Rakovac noch Quarz gefunden; und ganz analog war nach ihm auch der Trachyt von Ledince zusammengesetzt.

In der citirten Arbeit von Dr. Lenz (1873) hat Dr. Doelter das Gestein von Rakovac als Amphibol-Andesit bestimmt. Augit hat er nicht gefunden, aber hexagonale Durchschnitte von einem Mineral, das er für Nephelin hält.

St. Nedeljković (Verhandl. 1874, p. 226) hat in den Trachyten nur Sanidin, Amphibol und Magnetit gefunden.

Ein zweites Mal hat Dr. Doelter (Verhandlungen 1874) das Gestein von Ledince als Trachyt bestimmt, wobei er keinen Nephelin gefunden und bezüglich des Vorhandenseins des Augits war er nicht sicher.

Koch hat in seiner jüngsten Arbeit (1876) die Trachyte in der Fruška gora als doleritische Phonolithe bestimmt. Er hat eine Bauschanalyse von dem Gestein aus dem Rakovacer Bach (Rakovački potok) durchgeführt, wobei er aber zuerst alle grösseren Sanidinkrystalle ausklaubte. Aus der Analyse zog er den Schluss, dass das Gestein ziemlich in der Mitte zwischen den saueren Trachyten und Phonolithen einerseits und dem basischeren Dolerite anderseits steht.

Koch gesteht selbst, dass die untersuchten Gesteine von den Doleriten in ihrer mineralogischen Zusammensetzung weit abstehen. Für die phonolithische Natur der Gesteine sprach für ihn nur der Nephelingehalt. Schon in der ersten Arbeit, sagt er, es scheint ihm, das Gestein enthalte Nephelin. In der letzten Zeit führt er keine Beweise dafür an, dass das hexagonale Mineral wirklich Nephelin ist. Bei der Darstellung der mikroskopischen Untersuchungen der verschiedenen Trachyte erwähnt er in vielen Fällen den Nephelin nicht, und wo es geschieht, da stellt er in die Klammer ein Fragezeichen, dennoch bestimmte er diese Gesteine ohne Vorbehalt als doleritische Phonolithe. Ich werde später zeigen, dass Nephelin nicht

---

ausser Orthoklas, Oligoklas, Amphibol, Augit, Biotit und Magnetit noch Nephelin gefunden hat. In einer brieflichen Mittheilung an den Verfasser sagt Prof. Szabó, dass er sich beim späteren Durchsehen der Präparate überzeugt habe, dass in dem Gestein kein Nephelin vorkomme.

vorkommt und die vorhandenen hexagonalen Schnitte dem Apatit angehören, das Gestein also kein Phonolith sein kann. Koch zählt nur die Namen der einzelnen Gemengtheile auf, ohne sich in das Detail einzulassen, obwohl die Gesteine manches Interessante bieten.

Der Trachyt in der Umgebung von Rakovac und Ledince hat die Sandsteine und die Schiefer aus der Kreideformation durchbrochen. Er bildet hier ganze Berge, die sich bis nach „Vicnac" (= Kranz, und bedeutet hier den Kamm) ziehen. In der Umgebung von Rakovac findet man ihn zuerst im östlichen Zweig des „Rakowaćki potok". Man trifft hier zuerst dunkle und dann graue Sandsteine aus der Kreide, und bei „Buškina ugljara" im erwähnten Bach bricht durch den Sandstein eine mächtige Lage von Trachyt, und zieht sich von da gegen 80 Meter hinauf dem Bach entlang (nach Koch nur 40 M.). Oberhalb des Trachyts erscheinen Thonschiefer, in denen bis 2 M. dicke Lagen von Sandstein eingeschaltet liegen. Oberhalb des Thonschiefers kommt man wieder auf den Trachyt, der sich gegen 150 M. hinaufzieht. Oben liegen Kreidekalksteine.

In der Umgebung von Ledince steht der Trachyt zuerst im „Kamenarski potok" (Bach) an, wo er seitlich einen ganzen Gipfel „Kamenar" bildet. Am Kamenar sind auch zwei Steinbrüche im Trachyt angelegt. Von hier zieht er sich gegen den „Ratorski potok", wo er den Kreidesandstein durchbrochen hat. Von da erhebt er sich rechts zu dem „Lukin svetac", der ganz aus Trachyt besteht. Von „Lukin svetac" zieht er sich auf den „Crnićot" bis nach „Zovin dol". Gegen den Kamm in der Nähe der „Trešnjeva anta" bildet er die beiden Gipfel von „Lišajev vrt" (wahrscheinlich ist das die „Oštra glavica" von Koch), wo er ganz verwittert ist.

1. Der Trachyt im „Rakovaćki potok" ist von bläulichgrauer Farbe und deutlich porphyrisch ausgebildet. Makroskopisch kann man im Gestein die grossen, glasartigen Sanidine, dann den Amphibol und Augit unterscheiden.

Unter dem Mikroskope erweisen sich die Feldspäthe meistens als Sanidine, sie bilden vorwiegend sehr grosse, frische, einfache Individuen oder Karlsbader Zwillinge mit Auslöschungsschiefen von 7 bis 8°. Plagioklase sind selten in grösserer Anzahl vorhanden. Die Einschlüsse sind nicht zahlreich, fehlen aber nie. Am gewöhnlichsten findet man Apatit, dann einzelne Titanitkrystalle in der bekannten Form, manchmal auch deutliche Augitkörner und selbst kleinere Sanidine. Oefters erscheinen im Sanidin ganze Fetzen von der Grundmasse, die aus Feldspathleisten, Apatit, Amphibol und Augit besteht. Ein solcher Amphibol enthält wieder Biotit eingeschlossen. Flüssigkeits-Einschlüsse mit beweglichen Bläschen sind selten. Der Plagioklas ist in kleineren Krystallen ausgebildet, manchmal zonal gebaut, und führt wenig Einschlüsse.

Amphibol tritt in grösseren Krystallen auf, ist dunkelgrün und dunkelgelb gefärbt, der Pleochroismus bedeutend. Bei den Längsschnitten bildete die Auslöschungsschiefe mit den prismatischen Spaltrissen einen Winkel von 5, 6—14°. An den Querschnitten ist die prismatische Spaltbarkeit gut ausgebildet. Manchmal erscheint zonaler Bau. Die kleineren Amphibole enthalten ausser Apatit keine anderen

Einschlüsse, sind aber gewöhnlich mit einem Magnetitkranz umgeben. Die grösseren Amphibole bieten so charakteristische Bilder, dass es auffällt, wie sie von früheren Beobachtern nicht hervorgehoben wurden; sie sind mit winzigem Augit und Magnetit umgeben, welche einen ununterbrochenen Kranz bilden, wie man ihn bei den Phonolithen von Aussig, Roche Sanadoire u. s. w. kennt [1]). Die Ränder vom Amphibol sind zerfasert und unterbrochen, ebenso ist das Innere verschiedenartig unterbrochen und mit interessanten Einschlüssen erfüllt. Unter den letzteren muss ich zuerst den Feldspath erwähnen. Er hat sich zwischen den Augit-Magnetitkranz gelagert und dann in den Amphibol selbst hineingezogen. In letzterem sieht man neben dem Feldspath körnigen Augit und Magnetit, dann Apatit und Titanit. Der interessanteste Einschluss ist der Biotit. Er erscheint in grösseren Blättern von braungelber Farbe, die immer eine ausgezeichnete lamellare Spaltbarkeit, starke Absorption und die optische Orientirung parallel der Spaltbarkeit zeigen. Die Blätter liegen manchmal parallel mit dem sie einschliessenden Amphibol, aber gewöhnlich sind sie ganz unregelmässig zerstreut. Der Biotit mit den übrigen Einschlüssen häufen sich manchmal so an, dass sie die Hornblendesubstanz fast ganz verdrängen, was so weit geht, dass derlei Anhäufungen ohne jede Spur von Amphibol im Gestein auftreten.

Dass in allen diesen Fällen Biotit nicht durch eine chemische Metamorphose aus dem Amphibol entstanden sei, beweisen die unregelmässige Lage, das Vorhandensein der grossen Anzahl der übrigen Minerale und endlich der Umstand, dass man in dem Amphibol nirgends Veränderungen sieht, die eine ähnliche Metamorphose andeuten würden. Auffallend ist einzig und allein der Umstand, dass sich sonst der Biotit im ganzen Gestein nirgends selbstständig ausgebildet hat, ausser nur in den erwähnten Anhäufungen.

Koch, Doelter und Nedeljković haben diesen interessanten Umstand nicht angeführt. Einen ähnlichen Fall erwähnt Rosenbusch [2]) und sagt: „In einem prächtigen Quarzdiorit von Guersey durchspicken zahlreiche Magnesiaglimmerblättchen die Hornblende in allen möglichen Richtungen, während das Mineral selbstständig nirgends im Gestein auftritt. Man könnte an eine genetische Beziehung der beiden Minerale denken, wenn nicht die Art der Einlagerung dagegen spräche."

Augit tritt in bedeutender Menge und gleichmässig im Gestein auf. Der Zahl der Individuen nach ist er häufiger, als der Amphibol, aber meistens in kleineren kornartigen Krystallen ausgebildet. Doelter erwähnte in seiner ersten Beschreibung des Amphibolandesits von Rakovac den Augit nicht, bei der zweiten Untersuchung sagt er, dass einige Durchschnitte vielleicht dem Augit zuzuzählen sind. Dieses Mineral ist lichtgrün gefärbt, der Pleochroismus unmerklich, und die Auslöschungsschiefe gegen 40°. Querschnitte zeigen die beiden Pinakoide und oft eine deutliche prismatische Spaltbarkeit. Einzelne zonale Einschlüsse sind sehr selten. Am häufigsten noch

[1]) Rosenbusch, Mikr. Physiographie der massigen Gesteine, p. 220.
[2]) Mikr. Physiographie II., p. 261.

gelbliche Glaseinschlüsse, dann einzelne Apatitnadeln, und am seltensten Biotitblättchen.

Apatit ist in dem Trachyt von Rakovac häufig. Wahrscheinlich ist es dieses Mineral, welches von Koch und Doelter für Nephelin gehalten wurde. Die Querschnitte, Sechsecke, bleiben zwischen gekreuzten Nicols in jeder Lage dunkel. An den Längsschnitten sind die Prismen und Pyramidenflächen zu sehen. Sie löschen gerade aus, auch ist die basische Spaltbarkeit entwickelt. In Salzsäure und Salpetersäure lösen sich die Krystalle auf. In der Lösung mit Salzsäure habe ich nie die kleinen Würfelchen von Steinsalz, die für Nephelin sprechen würden, gefunden. Molybdänsaures Ammon bringt in der salpetersauren Lösung einen gelben Niederschlag hervor. Diese Erscheinungen beweisen, dass das Mineral Apatit und nicht Nephelin ist. Die Versuche habe ich in verschiedenen Präparaten am Trachyt aus dem Peterwardeiner Tunnel, aus der Umgebung von Rakovac und Ledince öfter wiederholt und bin jedesmal zu demselben Resultat gekommen. Es kann also das eruptive Gestein aus der Fruška gora kein Phonolith sein. Die Einschlüsse im Apatit sind denen im Trachyt aus dem Peterwardeiner Tunnel ähnlich; es sind meist gelbliche Glaseinschlüsse.

Titanit ist in jedem Präparat zu finden und zwar meist in grösseren Krystallen, theils als Einschluss, theils frei in der Grundmasse. Es sind einfache Krystalle und Zwillinge in der Form, wie ich sie bei dem Peterwardeiner Trachyt beschrieben habe. Magnetit erscheint überall in der Grundmasse und als Einschluss in den verschiedenen Gemengtheilen. Der Pyrit ist sehr selten.

Die Grundmasse des Trachyts ist durch und durch krystallinisch ausgebildet. An der Zusammensetzung derselben betheiligen sich in grösster Anzahl Feldspathkrystalle, unter denen polysynthetische Zwillinge seltener sind, als Karlsbader oder einfache Krystalle. Schon im gewöhnlichen Licht sieht man, wie sich die Feldspathleisten zwischen die grösseren Einsprenglinge hineinzwängen und verschiedenartig herumbiegen. Im polarisirten Lichte zeigt sich die schönste Fluidalstructur. Zu den Feldspathleisten gesellen sich noch winzige Augite, Apatit und Magnetit. Als secundäre Producte erscheinen Carbonate, Quarz war nirgends zu finden.

2. Aus der Umgebung von Ledince sammelte und untersuchte ich die unverwitterten Trachyte von Kamenar, Ratorski potok, Lukin svetac und Crni ćot bei Zovin dol.

a) Der Trachyt von Kamenar ist dunkelgrau und enthält porphyrisch ausgebildeten Sanidin, Amphibol und Augit.

Unter dem Mikroskop erweisen sich die Feldspathe meist als einfache Krystalle und Karlsbader Zwillinge, seltener als Plagioklase. Einschlüsse: Apatit. Der Amphibol ist ähnlich dem im Rakovacer Trachyt ausgebildet. Umgeben ist er mit einem Kranz von Augit und Magnetit, und als Einschluss führt er Biotitblätter, Feldspathkrystalle, Augit und Magnetitkörner. Biotit war sonst nirgends zu finden. Augit erscheint in denselben Verhältnissen entwickelt, wie im Rakovacer Trachyt. Apatit ist zahlreich und zwar in kurzen und langen, quergegliederten Nadeln mit den Prismen- und Pyramidenflächen. Sie

sind oft dicht erfüllt mit bräunlichen Glaseinschlüssen. Titanit ist in einzelnen Zwillingen zu sehen. Einer hat die Form des Schwalbenschwanz-Zwillings. Die Grundmasse ist krystallinisch entwickelt; die Feldspathleisten sind fluidal gelagert. In der Grundmasse erscheinen noch: Apatit, Magnetit, Augit, dann Siderit und Calcit als Zersetzungsproducte.

b) Der Trachyt aus dem Ratorski potok ist makroskopisch den beiden früheren ganz ähnlich, auch mikroskopisch zeigt er dasselbe Bild. Die Feldspathe sind manchmal theils durch Zersetzung, theils durch Einschlüsse getrübt. Der Amphibol ist ganz dem früheren ähnlich und der Augit auch hier in ziemlicher Menge vorhanden. Den Biotit findet man hier wie dort nur als Einschluss im Amphibol. Der Apatit enthält eine grosse Menge von braunen Glaseinschlüssen, die sich in der Richtung der Hauptaxe angeordnet haben. Die mikrokrystalline Grundmasse zeigt eine schöne Fluidalstructur. Die feinen Feldspathleisten enthalten Glaseinschlüsse mit einem unbeweglichen Bläschen und gelblichgrüne Mikrolithe.

c) Der Trachyt vom Lukin svetac ist makro- und mikroskopisch den früheren ähnlich. Die Sanidine sind meist alle zonal gebaut. Plagioklas sehr selten. Bei dem Amphibol ist der Augitkranz durch Zersetzung verschwunden und der Magnetit in Limonit umgewandelt. Der Augit enthält manchmal eingeschlossene Biotitblätter. Apatit und Titanit sind nicht selten. Die Grundmasse ist fluidal ausgebildet.

d) Der Trachyt von Crni ćot in der Nähe von Zovin dol unterscheidet sich in keinem wesentlichen Punkt von den früheren Trachyten. Sanidin, Amphibol, Biotit, Augit, Apatit, Titanit, sowie auch die Grundmasse sind gerade so ausgebildet, wie ich es bei dem Trachyte von Rakovac beschrieb.

Nur bei diesem Vorkommen erwähnt Koch, dass er im Sanidin einen Titanitkrystall gefunden hat.

Aus diesen Untersuchungen geht hervor, dass die Trachyte aus der Umgebung von Rakovac und Ledince in ihrer Ausbildung ganz übereinstimmen. Eine unbedeutende Ausnahme macht davon der Peterwardeiner Trachyt, bei dem erstens der Augit nicht gleichmässig im Gestein vertheilt ist, und zweitens der Biotit nicht im Amphibol, sondern nur, und zwar selten, in der Grundmasse selbstständig erscheint.

Die grünen Schiefer des Peterwardeiner Tunnels und deren Contact mit dem Trachyt[1]).

Von Dr. **Kispatić**, Professor in Agram.

Die Serpentine der „Fruška gora" (Kroatien, Syrmien) und unter ihnen der Serpentin des Peterwardeiner Berges sind in der Literatur gut bekannt. Sie werden überall als massige Gesteine, die die Kreideformation durchbrechen, angeführt. Die Serpentine, die sich m Hauptzug der Fruška gora entwickelten, sind in der That echte Serpentine, ob man sie aber als massige Gesteine aufzufassen hat, darf man noch nicht als festgestellt annehmen. Ich will hier von ihnen absehen, und mich nur mit den Gesteinen des Peterwardeiner Festungsberges, mineralogisch in gar keinem Zusammenhang mit dem übrigen Serpentin der Fruška gora stehen, befassen. Die Peterwardeiner Gesteine sind insofern interessanter, da man unter ihnen gar Nichts finden kann, was an ein serpentinähnliches Gebilde erinnern würde, obwohl sie in der Literatur als Serpentin angeführt werden. Ich muss gestehen, dass ich höchst überrascht war, als ich die ersten Präparate von dem Gestein unter dem Mikroskope sah. Ich habe nicht ahnen können, dass die bisherigen Bestimmungen so falsch sein könnten.

Das Peterwardeiner Gestein wird zuerst von Beudant[2]) in seinem Werk „Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818" erwähnt, wo es als Serpentin bezeichnet wird. Nach ihm haben dann alle Forscher, die die Fruška gora untersuchten, denselben Fehler begangen. So sagt später H. Wolf[3]), dass der Peterwardeiner Festungsberg aus Serpentin besteht. Dr. Oskar Lenz[4]) sagt: „isolirt, aber offenbar mit dem nördlichen Zug in Beziehung stehend, ist die Serpentinkuppe, auf welcher die Festung Peterwardein errichtet ist." Es ist wichtig, was er weiter sagt: „mit Ausnahme des Peterwardeiner Felsens,

[1]) Die kroatische Abhandlung. „Zeleni škriljavci petroravadinskog tunela i njihov Contact sa trahitom" ist in den Schriften der südslavischen Akademie 1882, Bd. LXIV erschienen.

[2]) Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt, 1873, pag. 296.

[3]) Bericht über die geologische Aufnahme des Vrdnikgebirges. Verhandlungen der geologischen Reichsanstalt, 1860/61. II. pag. 160.

[4]) Beiträge zur Geologie der Fruška gora in Syrmien. V. Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt, 1873. pag. 300.

tritt der Serpentin nirgend massig oder stockförmig auf, sondern ist lagerförmig den Schiefern oder den jüngeren Gesteinen angelagert". Es ist desswegen wichtig, weil die Peterwardeiner Gesteine nicht massig sondern schiefrig sind, und somit entfällt auch der Schluss, den Dr. Koch später aus dieser unrichtigen Annahme zog und auf die übrigen Serpentine der Fruška gora übertrug. A. Popović[1]) war der erste, der darüber im Zweifel war, ob er hier mit echtem Serpentin zu thun hat. Er meinte, es wären das Grünsteine, die aber doch an der Donauseite in Serpentin übergingen.

In der ganzen Literatur sind die jüngsten Angaben über die Peterwardeiner Gesteine von Dr. A. Koch[2]) die wichtigsten, da er der erste war, der sich näher in die petrographische Untersuchung der erwähnten Gesteine einliess. Die Peterwardeiner Gesteine mussten ihm zugleich den Beweis liefern, dass auch der übrige Serpentin, der sich entlang des Kammes der Fruška gora zieht, eruptiver Natur sei. Er sagt: „dass er wirklich als eruptives Gestein aufgefasst werden muss, dafür ist der Peterwardeiner Festungsberg ein Beweis, dessen Gestein — ein nicht vollständig umgewandelter Serpentin — einen massigen Stock bildet". Er führt keinen anderen Beweis für die eruptive Natur der übrigen Serpentine. Dass Dr. Koch die Peterwardeiner Gesteine für massig hielt, wäre noch erklärlich, da sie nicht immer und überall deutlich schiefrig erscheinen. Seine mikropetrographische Untersuchung aber, nach der er die Gesteine als Serpentin bestimmte, ist unrichtig. Er sagt wörtlich:

„Das Gestein des Peterwardeiner Festungsberges ist schon, mit freiem Auge betrachtet, nicht gleichartig, denn hellere und dunklere grüne Körner und braune oder schwarzgraue Schuppen bilden seine Gemengtheile. Die braunen Schuppen erwiesen sich ihren physischen Eigenschaften nach, besonders im polarisirten Lichte betrachtet, als Bronzit. Die beiden anderen Gemengtheile sind Umwandlungsproducte. In Dünnschliffen sieht man unter dem Mikroskop eine wasserhelle, körnige oder fasrige Grundmasse, in welcher grüne Krystallschnitte eingestreut liegen. Diese sind netzartig von dunkleren Adern durchzogen. Zwischen gekreuzten Nicols zeigten sowohl die helle Grundmasse, als auch die grünen Einschlüsse bunte Interferenzfarben und nur die dunkleren Adern blieben in jeder Stellung dunkel. Daraus folgt erstens, dass die ursprünglichen Gemengtheile noch theilweise ihre Doppelbrechung beibehielten und das Gestein noch nicht vollständig serpentinisirt ist; zweitens, dass die grünen Einschlüsse wahrscheinlich halbserpentinisirte Olivinkörner sind. Das ursprüngliche Gestein war also jedenfalls ein Olivingestein, ob Bronzit oder Enstatit den zweiten Gemengtheil bildete, bleibt sich ziemlich gleich, der dritte Gemengtheil war nicht zu ermitteln. Dieser unvollständige Serpentin bildet neben dem Kamenitzer Thor hervorragende Felsblöcke.

„Weiter gegen die Schiffbrücke, wo einige Steinbrüche eröffnet wurden, ist das Gestein äusserlich gleichartiger, aber doch noch

[1]) O geološkim odnošjima Fruška gore. Letopis Matice srpske, 1873, pag. 139, 140.

[2]) Neue Beiträge zur Geologie der Fruška gora in Ostslavonien. Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt, 1876. pag. 23, 24.

feinkörnig. Bronzitschuppen zeigen sich nicht, nur hie und da Magnetitkörner. Interessant ist auch hier, dass ein mehrere Klafter langes Stück röthlichgrauen Thonglimmerschiefers in den Serpentin eingekeilt vorkommt, und dass im Hangenden dieses Schiefers der Serpentin selbst schiefrig ist, weiter aber wieder massig wird. Dieses Stück Thonglimmerschiefer wurde jedenfalls vom eruptiven ursprünglichen Olivingestein umschlossen und emporgerissen. Es beweist zugleich, dass dieser Serpentinstock mit dem südlichen Serpentinzuge der Fruška gora in naher Beziehung, wenn nicht vielleicht gar in directer Verbindung — unter der tertiären Decke — steht."

Der Richtigkeit dieser mikroskopischen Beschreibung von dem angeblichen Serpentin fehlen, wie man leicht sieht, alle Beweise. Die grünen Krystallschnitte müssen ja desswegen nicht Olivin sein, weil sie bunte Interferenzfarben zeigen, wie sie es wirklich auch nicht sind. Dr. Koch sagt nicht, was er von der hellen Grundmasse denkt, und der Bronzit oder Enstatit müsste sich leicht als rhombischer Pyroxen zu erkennen geben. Es ist richtig, dass man die Gesteine schon dem äusseren Ansehen nach in zwei Gruppen eintheilen kann, aber der Unterschied liegt nicht darin, dass ein Theil Bronzit enthält, und der andere nicht. Das Stück thonschieferartigen Gesteins spricht gar nicht für die eruptive Natur des umgebenden Gesteins, da es wegen seiner mineralogischen Zusammensetzung nur einen Theil der umgebenden Schiefer ausmacht.

Zur Untersuchung der Peterwardeiner Gesteine führte mich die seltene Gelegenheit, dass gerade im vorigen Sommer durch den Peterwardeiner Festungsberg ein Tunnel für die neue Eisenbahnstrecke Neusatz-Semlin durchstochen wurde, wo ich frisches Material, das mir die Frage über die Entstehung des dortigen Serpentin erklären sollte, zu finden hoffte. Ich kam aber zu ganz anderen Resultaten, die insoferne interessanter sind, als sie ältere Angaben richtig zu stellen haben.

Der Tunnel dringt in den Festungsberg an der Donauseite beinahe ganz von Westen ein, bildet gleich Anfangs eine kleine Biegung und mündet nordöstlich gegen die Vorstadt „Majur". Der Tunnel ist 361 Meter lang, 6·5 hoch und 6·3 Meter breit. Er geht gerade durch die Mitte des Berges, und man findet alle Gesteinsvarietäten, die auch am ganzen Umfange des Berges zu treffen sind. Ich sammelte für die Untersuchung Handstücke nicht nur im Tunnel, sondern auch von den verschiedensten Punkten am Umfange des Berges, so dass ich nicht daran denken kann, dass mir gerade das nicht unter Hand kam, was Dr. Koch als Serpentin bestimmte.

Im Tunnel ist es viel deutlicher als aussen zu constatiren, dass das Gestein geschichtet ist. Die einzelnen Lagen und Schichten sind gewöhnlich gegen einen halben Meter mächtig. Sie werden aber manchmal ganz dünn, wobei die blättrige und schiefrige Natur sehr deutlich zum Vorschein kommt.

Von der Donauseite im Tunnel streichen die Schichten von NO. gegen SW. und fallen unter 60° ein. In dieser Lage finden wir die Schichten bis zur Stelle (60 Meter vom Eingang), wo ein Trachytgang durch die grünen Schiefer durchsetzt. Weiter von dem Trachytstock finden wir die Schichtung unter einer geringen Neigung (30°) von NS.

streichen. In der Mitte des Tunnels erscheint ein zweiter Trachytgang und hinter ihm finden wir die grünen Schiefer wieder in der anfänglichen Lage und Richtung. Zwischen den einzelnen Schichten des Schiefers liegen regelmässig 1—5 Centimeter dicke Blätter von Calcit, der gewöhnlich eine grosse Menge von Epidot führt. Am Anfang des Tunnels hat man in dem grünen Schiefer einzelne Nester von schön krystallisirtem Quarz gefunden. Etwas weiter gegen den Trachyt erscheint der Pyrit, und neben diesem zeigen sich im Gestein kleine Adern von Bleiglanz. Gegen die Mitte des Tunnels erscheinen die grünen Schiefer immer mehr und mehr verwittert, und einzelne Lagen sind ganz thonartig zersetzt.

Die Peterwardeiner grünen Schiefer kann man nach der mineralogischen Zusammensetzung in zwei Abtheilungen unterbringen. Die erste Abtheilung, von der hier zuerst die Rede sein soll, erscheint gleich am Anfang des Tunnels, endet nicht weit hinter dem ersten Trachytgange und bildet den nordwestlichen Theil des Berges, also diejenige Seite, die der Schiffbrücke zugekehrt ist. Das Gestein hat hier eine graugrüne Farbe, die durch den vielen beigemengten Epidot in's gelbliche übergeht. Makroskopisch sind die einzelnen Bestandtheile nicht zu erkennen. Das Gestein erscheint ganz gleichartig; mit Salzsäure benetzt, braust es fast immer.

Unter dem Mikroskop sieht man, dass das Gestein der ersten Abtheilung hauptsächlich aus Feldspath, Amphibol, Epidot und Chlorit besteht, wozu sich noch Calcit, Hämatit und Pyrit gesellt. Bei der Betrachtung der mikroskopischen Präparate schien es mir, als ob ich die grünen Schiefer von Stangenberg, Galgenberg und Bleiberg aus Niederschlesien vor mir hätte, die mir aus der Beschreibung von Dr. Kalkowsky[1]) bekannt waren. Ich wendete mich an den Herrn Autor, der mir mit grösster Bereitwilligkeit eine grössere Anzahl von Schleifstücken sendete, und der Vergleich ergab, dass die beiden Abtheilungen der Peterwardeiner Schiefer ihre ganz ähnlichen Vertreter in dem von Dr. Kalkowsky beschriebenen niederschlesischen Schiefergebiet haben.

In unserem Gestein bildet der Feldspath den wichtigsten Bestandtheil. Er ist gewöhnlich in einer solchen Menge vorhanden, dass er eine Art von Grundmasse bildet, und erscheint theils in dünnen, langgezogenen, theils in kürzeren und dickeren Krystallen. Die dünnen sind meist als Zwillinge, häufig aber auch als Drillinge ausgebildet. Die dickeren Krystalle erscheinen gewöhnlich als polysynthetische Zwillinge. Der grösste Theil ist unzweifelhaft Plagioklas, indem gewöhnlich die einfachen Krystalle, sowie auch die Zwillinge dieselben Auslöschungswinkel, wie die polysynthetisch ausgebildeten Plagioklase zeigen. Diese betragen meist 2—5°, seltener bis 10°. — Unter den Einschlüssen, die man im Feldspath findet, ist der Amphibol der wichtigste. Er erscheint hier in grösserer Menge in feinen, langen Nadeln, die entweder einzeln oder in Büscheln und Bündeln, gerade wie bei den grünen Schiefern aus Niederschlesien, seitlich in den Feldspath eindringen und oft bis auf die andere Seite gelangen. Die Nadeln

[1]) Ueber grüne Schiefer Niederschlesiens. Tschermak's Mineralogische Mittheilungen 1876, II. pag. 87.

haben eine hellgrüne Farbe und einen sehr kleinen Auslöschungswinkel. Wo im Feldspath die Zersetzung schon begonnen hat, da sind sie verschwunden und an ihrer Stelle treten Chloritschuppen auf.

Als zweiter Gemengtheil tritt Amphibol auf. Er erscheint, wie auch in dem niederschlesischen grünen Schiefer, in langen nadelförmigen Krystallen. Man findet ihn überall und immer in einer sehr grossen Menge. Die Nadeln sind im Gestein verschiedenartig geordnet, theils in unregelmässig verworrenen Aggregaten, theils in Büscheln und Bündeln, die divergent auseinanderlaufen. Selten ordnen sie sich in paralleler Lage an, so dass sie dann krystallähnliche Anhäufungen bilden. Er ist meist hellgrün und nur selten bläulich oder bläulichgrün, wobei gewöhnlich nur ein Theil der Nadel blau gefärbt erscheint, während der andere Theil hellgrün ist. Der Pleochroismus ist nicht stark, aber doch immer deutlich zu erkennen. Der Auslöschungswinkel bewegt sich zwischen 8—25°. Viel häufiger sind kleinere Winkel zwischen 8° und 15°. Die häufigsten waren 8°, 9°, 10°, 14° und 15°.

Wo der Amphibol in Zersetzung begriffen ist, dort erscheint überall Chlorit als secundäres Product. Häufig begegnet man in den Chlorit-Aggregaten noch einzelne eingeschlossene Amphibolnadeln, die man leicht optisch unterscheiden kann, als Beweis, dass der Chlorit durch Umwandlung aus dem Amphibol entstanden ist.

Der Chlorit tritt in grösserer oder geringerer Menge auf, je nachdem das Gestein mehr oder weniger in Zersetzung begriffen ist. Wo die Amphibolnadeln noch ganz frisch erscheinen, da findet man keine Spur von Chlorit, und mit dem Verschwinden des Amphibols wächst auch die Menge des neugebildeten Chlorit. Der letztere ist dann entweder gleichmässig im Gestein vertheilt, oder hat sich in den Adern mit Kalkspath und Epidot angehäuft. Er zeigt einen bedeutenden Dichroismus: gelbgrün und grün. Die breiten Schuppen bleiben zwischen gekreuzten Nicols dunkel, während die Längsschnitte gerade auslöschen.

Auch der häufig vorkommende Epidot zeigt überall eine secundäre Entstehung. Je mehr die Zersetzung vorgeschritten ist, desto häufiger wird er und am häufigsten findet man ihn, wo er entweder allein oder mit dem Calcit Klüfte ausfüllt. Der unregelmässig im Gestein zerstreute Epidot hat sehr selten auch nur annähernd deutliche Krystallformen, er erscheint meist nur in rundlichen Körnern. Nur der in den Klüften vorkommende zeigt einzelne krystallographische Contouren. Er ist orange- oder grünlichgelb gefärbt, selten farblos und ganz klar. Der Pleochroismus ist deutlich und die Polarisationsfarben sind sehr grell. Die etwas besser entwickelten Krystallformen sind gewöhnlich in der Richtung der Orthodiagonale verlängert und zeigen dabei die basische Spaltbarkeit. Solche Durchschnitte löschen parallel der Spaltbarkeit aus und zeigen mit dem Condensor eine optische Axe mit der Hyperbel und eine schwache Dispersion der Farben. Unter der grossen Anzahl der Epidote, die ich im polarisirten Lichte betrachtete, habe ich nur einen Zwilling nach dem Orthopinakoid gesehen, an dem nebenbei noch quer die basische Spaltbarkeit ausgebildet war. Er löschte auf der einen Seite unter dem Winkel

von 1° und auf der anderen Seite unter 3° aus. In dem die Klüfte ausfüllenden Epidot sind öfters lange, nadelförmige Krystalle eingeschlossen, von denen ich vermuthe, dass es neugebildete Amphibolnadeln sind.

Calcit, der in mikroskopisch erkennbarer Grösse entwickelt ist, hat sich nur in den Klüften angesiedelt. Es sind da Körner zu sehen, die die rhomboedrische Spaltbarkeit und öfter im convergenten Licht das bekannte Bild der optischen Axe zeigen.

Wenn ich noch die seltenen Hämatitblättchen und die einzelnen Pyritkörner erwähne, so habe ich Alles erschöpft, was in dem Gestein, das den nordwestlichen Theil des Peterwardeiner Festungsberges bildet, mikroskopisch zu sehen ist. Es ist hier keine Spur von Olivin oder Serpentin vorhanden. Alle die Bestandtheile haben so deutlich ausgebildete Eigenschaften, dass hier von einer Täuschung keine Rede sein kann. Das hier beschriebene Gestein ist dasjenige, von dem Dr. Koch sagt, dass es keine Bronzitschuppen enthält, und das sich an der Donauseite gegen die Schiffbrücke vorfindet.

In der ersten Abtheilung der grünen Schiefer findet man eine kleine Lage von einem thonschieferartigen Gestein, von dem Dr. Koch sagt, dass es Thonglimmerschiefer ist. Das Gestein ist deutlich geschiefert und zeigt eine schwarze, in's Grünliche übergehende Farbe. Unter dem Mikroskope überzeugt man sich leicht von der genetischen Beziehung zu den grünen Schiefern. Es wird sehr schwer durchsichtig. An den dünnsten Stellen sieht man aber, dass es hauptsächlich aus Chloritschuppen besteht, die zwischen gekreuzten Nicols in jeder Lage dunkel bleiben. Im polarisirten Licht sieht man in dieser Chloritgrundmasse eine nicht geringe Anzahl von nadelförmigem Amphibol. Der letztere zeigt helle Polarisationsfarben und löscht unter einem Winkel von 14—18° aus. Neben dem Amphibol erscheint eine grosse Anzahl von kurzen, säulenförmigen Epidotkrystallen. Dieser ist farblos und gewöhnlich in der Mitte voll von dunklen Einschlüssen, wie das schon einigemal beobachtet wurde. Er zeigt sehr bunte Polarisationsfarben. Dazu gesellt sich noch eine ungeheure Menge von äusserst winzigen Krystallen eines Eisenminerals, an dem häufig das Oktaëder erkennbar ist. Hie und da sind noch einzelne Hämatitblättchen wahrzunehmen. Feldspath habe ich hier nicht gefunden.

Die grünen Schiefer der zweiten Abtheilung, aus denen der südwestliche Theil des Peterwardeiner Berges besteht, zeigt der mineralogischen Zusammensetzung nach einen ganz anderen Habitus. Ausserhalb des Tunnels findet man diese Varietät am schönsten in der Nähe des Kamenitzer Thores blossgelegt. Die mikroskopische Untersuchung von Dr. Koch, die ich Anfangs citirte, bezieht sich höchst wahrscheinlich auf die Schiefer dieser Abtheilung. Sie besitzen eine etwas dunklere grüne Farbe und sind leicht schwarz gefleckt, viel härter, was beim Schleifen leicht bemerkbar. Unter dem Mikroskop zeigt das Gestein ein ganz anderes Bild, als Hauptbestandtheile sieht man hier Feldspath, Augit und Titaneisen, während sich Amphibol neben Chlorit secundär gebildet hat. Die dunklen Flecke am Gestein rühren von Augit her.

Der Feldspath ist ein häufiger Bestandtheil, meist säulenförmig ausgebildet, mit seltenen Ausnahmen Plagioklas mit 3 bis 4 Lamellen.

Der Auslöschungswinkel ist klein; am häufigsten sind die Winkel 2⁰, 3⁰, 5⁰, seltener 8—15⁰. Die einzelnen einfachen Zwillinge zeigen ebenfalls kleine Auslöschungswinkel (2⁰—3⁰). Er dringt sehr oft weit in die Augitkrystalle hinein, ist häufig zersetzt, und findet man in ihm Flecke und Fetzen von einem chloritischen Mineral. Dr. Koch erwähnt den Feldspath in seiner Beschreibung nicht.

Der zweite, zugleich der interessanteste Gemengtheil, ist hier der Augit. Man findet ihn immer und überall in einer grossen Menge, er hat sich aber hier nicht in schwarzen Krystallen porphyrisch ausgebildet, wie bei den grünen Schiefern Niederschlesiens. Die dunklen Flecke im Gestein kann man makroskospisch als Augit nicht erkennen, erst im Dünnschliff lösen sie sich in Augit auf. Die Augitkrystalle sind selten ganz und mit deutlichen krystallographischen Contouren ausgebildet, gewöhnlich sind sie zerfallen in eine grössere Anzahl unregelmässiger Körner, zwischen welche sich grüner Chlorit eingelagert hat. Dass die einzelnen Haufen von Körnern einem Individuum angehören, kann man sich leicht im polarisirten Licht überzeugen, indem alle einer Gruppe zugleich auslöschen. Er ist im Dünnschliff farblos oder lichtfleischfärbig, zeigt keinen deutlichen Pleochroismus, aber sehr bunte Polarisationsfarben. Die prismatische Spaltbarkeit ist nicht besonders deutlich entwickelt. Wo eine Orientirung möglich war, da bildete die Auslöschungschiefe einen grossen Winkel, der sich zwischen 33 und 38⁰ bewegte. Durchschnitte parallel dem Orthopinakoid löschen gerade aus, und zeigen im convergenten Licht die seitlich austretende Axe *A*, die nach Innen roth und nach Aussen blau umsäumt erscheint.

Die einzelnen Augitkörner sind rein und frisch, und befinden sich dabei doch in einer fortwährenden Metamorphose. Diese beginnt an den Rändern und dringt durch die grosse Anzahl von Sprüngen nach Innen vor. Mit der fortschreitenden Metamorphose sind die Augitkrystalle in einzelne Körner zerfallen, die dann immer kleiner werden, bis sie endlich fast ganz verschwinden. Die Umwandlung beginnt mit einer Umsetzung des Augits in Amphibol, also eine Uralitisirung. Die neugebildete Hornblende ist fetzenartig, nie aber nadelförmig, wie dies bei den grünen Schiefern der ersten Abtheilung der Fall. Diese Fetzen liegen parallel mit dem Augit und dringen in denselben ein, manchmal ist er damit erfüllt. In der Dunkelstellung des Augit (34—36⁰) bleiben die Amphibolblätter hell und löschen selbst unter einem Winkel von 14—18⁰ aus. Manchmal findet man grössere Krystalloide des letzteren Minerales, bei denen nur noch in der Mitte ein kleines Augitkorn zu sehen ist, es kommen aber auch solche vor, bei denen jede Spur von Augit verschwunden ist. Der neugebildete Amphibol zeigt einen bedeutenden Pleochroismus, die Farben bewegen sich zwischen blau und grün. Die grösseren Individuen zeigen an den Querschnitten eine schön ausgebildete prismatische Spaltbarkeit. Die Hornblende-Substanz neigt selbst wieder sehr zur Veränderung, selten sieht man die beschriebenen Krystalloide; wie in den niederschlesischen Vorkommen ist auch hier das Endresultat der Metamorphose reichliche Chloritbildung. Amphibol, der nicht durch Umsetzung aus Augit entstanden ist, findet sich nicht, ebenso ist aller Chlorit secundärer Natur. Dafür spricht seine Lage und ebenso die von der mehr oder weniger fortgeschrittenen

Metamorphose des Augits und Amphibols abhängende Menge. Der Chlorit bildet meist blättrige Anhäufungen, die zwischen gekreuzten Nicols in jeder Lage dunkel bleiben. Epidot ist selten. Ein weiterer beständiger Gemengtheil ist Titaneisen, welches in zackigen und würfelförmigen Aggregaten in grosser Menge im Gestein zerstreut liegt. Man erkennt es leicht an dem bekannten weissen Zersetzungsproduct. Nach der mehr oder weniger vorgeschrittenen Umwandlung ist das Titaneisen entweder nur an den Rändern, oder bis auf einzelne schwarze Körnchen, selten sogar ganz umgewandelt.

Endlich muss ich noch einzelne Hämatitblättchen, Calcit und Quarz, die in den Klüften eingebettet liegen, erwähnen und wäre hiemit ein ziemlich vollständiges Bild von dem grünen Schiefer der zweiten Abtheilung gegeben. Die Bestimmung und Beschreibung, die Dr. Koch von dem Gestein gegeben hat, ist diesem Bild gar nicht ähnlich. Er hat hier Olivin gefunden, der bunte Interferenzfarben zeigte. Bei einer genaueren Untersuchung der optischen Orientirung kann man sicht leicht überzeugen, dass nicht Olivin, sondern Augit, der eine ausgebildete Uralitisirung zeigt, vorliegt. Die Krystalloide vom Uralit hat Dr. Koch wahrscheinlich für Bronzit gehalten, die dunkleren Adern, die zwischen gekreuzten Nicols dunkel blieben, sind nicht Serpentin sondern Chlorit. Den Feldspath und das Titaneisen erwähnt Dr. Koch nicht.

Nach diesen Untersuchungen besteht also der Peterwardeiner Festungsberg nicht aus Serpentin, sondern aus „grünen Schiefern." Ich habe für diese Gesteine denselben Namen beibehalten, wie Kalkowsky, glaube aber, dass man unter diesen einen Namen nicht so verschiedenartige Gesteine, wie man es bis jetzt gethan hat, zusammenfassen kann. Wollte man nicht die Form und die Farbe vom Amphibol und Augit in Betracht ziehen, so könnte man, wie es in einer Richtung schon Becke[1]) gethan hat, die Peterwardeiner Gesteine der ersten Abtheilung Dioritschiefer, und die der zweiten Abtheilung Diabasschiefer nennen.

Wie schon Anfangs erwähnt wurde, sind durch die grünen Schiefer des Peterwardeiner Festungsberges zwei Trachytgänge durchgebrochen. Im Tunnel selbst sind die Contactflächen deutlich zu sehen. Zur Untersuchung der Contacterscheinungen habe ich im Tunnel das nothwendige Material abgeschlagen, habe aber auch Aussen unter dem hinausgeführten Schutt Stücke gefunden, an denen beide Gesteinsarten verbunden waren. Die mikroskopische Untersuchung hat gezeigt, dass die Contacterscheinungen fast nur endomorpher Natur sind, eine deutliche exomorphe Metamorphose war nur an zwei Handstücken zu constatiren.

In allen den Fällen, wo eine endomorphe Metamorphose zur Ausbildung gelangte, ist dieselbe am Trachyt schon makroskopisch zu erkennen. Der letztere hat hier eine viel dunklere Farbe, und ist nicht porphyrisch[2]), sondern beinahe ganz dicht. Der Schiefer sowie auch

[1]) Tschermak's Mineralogische und petrographische Mittheilungen 1881, III. pag. 237.

[2]) Siehe meine Abhandlung über die Trachyte der Fruška gora in diesem Bande des Jahrbuchs.

der Trachyt sind an der Contactzone in einer vorgeschrittenen Zersetzung begriffen, aber die durch Contact entstandenen Veränderungen sind doch deutlich zu erkennen. Die meisten Präparate, die zur Untersuchung gelangten, zeigen beide Gesteinsarten. Die grünen Schiefer der ersten und der zweiten Abtheilung sind bis zum Trachyt normal ausgebildet. Der Feldspath in seinen charakteristischen Formen und Einschlüssen, der Amphibol einerseits und der Augit anderseits sind ohne jede Spur von Veränderung, die man dem Contact zuschreiben könnte. Die grosse Menge von Carbonaten, von staubartigem Epidot und Chlorit, die hier zu sehen sind, kann man natürlich nicht als Contactbildungen auffassen. Der entstandene Unterschied in der Ausbildung hat sich auf den Trachyt beschränkt. Die Grundmasse an der Contactgrenze ist braun durchsichtig, und in der nächsten Nähe des Schiefers etwas dunkler und stromartig gewunden. Ob sie an der Contactfläche glasig oder krystallinisch ausgebildet ist, kann nicht mehr ermittelt werden, indem sie jetzt ganz zersetzt erscheint. Sie besteht durch und durch aus doppelbrechenden Partikelchen, unter denen der Chlorit, Calcit, staubartiger Epidot, Pyrit und Hämatit zu erkennen sind.

Von den grösseren Einsprenglingen gelangte der Feldspath an der Contactzone nicht zur Ausbildung. Er fehlt hier durchgehends. Nach den Einschlüssen urtheilend, die der Feldspath in dem normal ausgebildeten Trachyt von Peterwardein führt, muss man ihn als das letztgebildete Mineral betrachten. Die Abkühlung musste also hier rasch gewesen sein, und der Feldspath gelangte nicht zur Ausbildung, denn es kann nicht angenommen werden, dass durch die Zersetzung der Feldspath spurlos verschwunden wäre, da der Amphibol hie und da noch ziemlich frisch ist. Meist ist er nur in ein Aggregat von Chlorit, Calcit und Epidot umgewandelt und dann nur an den krystallographischen Contouren erkannt worden. Der im Amphibol eingeschlossene Apatit ist ausnahmslos frisch. Neben Amphibol ist auch Augit hie und da in grösserer Menge ausgeschieden. Das Gleiche gilt vom Biotit. Beide Gemengtheile sind oft in eine chloritische Masse umgewandelt. Der einzige Apatit, der in der Grundmasse zahlreich eingestreut erscheint, ist immer frisch.

Viel interessanter waren die Contacterscheinungen der exomorphen Natur. Ich hatte Gelegenheit, dieselben an zwei Handstücken, die von dem ersten Trachytgang abstammen, zu studiren. Hier war das Schiefergestein fest an den Trachyt angeschmolzen.

Der Trachyt hat sich in diesem Falle bis zum Schiefer ganz normal ausgebildet. Die Grundmasse, der Feldspath, der Amphibol, Augit, Titanit und Apatit, zeigen dieselben Mengen und Grössenverhältnisse. Die Metamorphose hat sich nur an den Schiefer, der hier in seiner normalen Ausbildung aus Feldspath und nadelförmigem Amphibol bestand, beschränkt. In der entstandenen Metamorphose sind keine Uebergänge und Grenzen, inwiefern das an den verhältnissmässig kleinen Handstücken zu ermitteln war, zu sehen. Der Feldspath, der in dem normal ausgebildeten Schiefer in säulenförmigen Krystallen auftritt, ist zwar hier nicht verschwunden, hat aber eine ganz andere Form angenommen. Er erscheint in kleinen Körnern, die eine Art von Grundmasse bilden. Die einzelnen Individuen sind rein und frisch,

und in ihnen findet man keine Spur von eingeschlossenen Amphibolnadeln. Zwillinge sind unter ihnen äusserst selten, nur in einer Entfernung von 6 Cm. von der Contactgrenze habe ich einige winzige Karlsbader Zwillinge und einige Plagioklase mit äusserst feinen Lamellen gesehen. Ebenso fehlt die nadelförmige Hornblende. Statt ihr sehen wir hier ein grünliches Mineral in Form von rundlichen Körnern, Blättchen und Fetzen. Die Blättchen sind äusserst klein, so dass man sie nur bei sehr starker Vergrösserung als solche erkennen kann. Sie haben sich in einzelnen Schnüren, vom Trachyt ausgehend, deren Schiefer angereiht und bilden da dichte Anhäufungen, so dass sie öfters dachziegelförmig aufeinander liegen; dort, wo die Blättchen weniger dicht und kleiner sind, sind sie auch heller gefärbt. Die grössten sind gewöhnlich zweifarbig, der Rand dunkel- und die Mitte hellgrün. Die Blätter und Körner zeigen im Allgemeinen keine krystallographischen Contouren, nur an den grösseren Individuen sind manchmal einige scharfe Linien der Länge nach sichtbar, die der prismatischen Spaltbarkeit entsprechen. Das Mineral zeigt einen deutlichen Dichroismus: gelblich und grünlich. Die Auslöschungsschiefe zu den Spaltungslinien bildete einen Winkel, der sich meist zwischen 32 bis 43^0 bewegt. Daraus schliesse ich, dass ich hier mit einem Augitmineral zu thun habe. Einen Beweis werde ich noch später dafür anführen.

Ein drittes Mineral, das sich hier in der Contactzone im grünen Schiefer ausbildete, ist der Biotit. Er hat sich, wie auch der Augit, in einzelne Gruppen und Schnüre angeordnet, und zwar immer mit Ausschluss des Augits. Die einzelnen Schnüre sind nicht an eine gewisse Entfernung von der Contactgrenze gebunden. Man sieht oft, wie sich Schnüre von Biotit neben den Schnüren von Augit neben einander von der Contactgrenze in das umgewandelte Schiefergestein hineinziehen, dann in verschiedener Entfernung enden, um wieder weiter wo anzufangen. Die Biotitblättchen sind ebenso winzig, dass man sie erst bei einer starken Vergrösserung (500—600mal) besser unterscheiden kann. Sie liegen meist alle etwas schief gegen die Richtung des ganzen Zuges. Sie sind alle etwas dunkelgelb gefärbt, theils sieht man vierseitige Längsblätter mit einer feinen lamellaren Spaltbarkeit, theils sechsseitige basische Blätter. Die ersteren zeigen einen starken Dichroismus: schwarz und gelb und löschen parallel aus. Die basischen Blätter bleiben in jeder Lage zwischen gekreuzten Nicols dunkel.

An einzelnen Stellen tritt neben dem Feldspath und Augit eine ganze Reihe von einem licht fleischgelben Mineral auf, es erscheint in Körnern, und nur selten sieht man unregelmässige sechsseitige Durchschnitte und hie und da auch eine hexaëdrische Spaltbarkeit. Im polarisirten Licht erweist sich das Mineral als isotrop, es krystallisirt also tesseral. Wo die winzigen Körner im Gestein sichtbar werden, da kann man sich überzeugen, dass sie eine bedeutende Härte besitzen, indem sie Glas ritzen. Nach diesen Eigenschaften glaube ich, dass dieses Contactmineral Granat ist.

An der Grenze der beiden Gesteine ist in dem Schiefer ein Eisenmineral in grösserer Menge in grösseren Körnern vorhanden. Weiter von der Contactgrenze erscheint es etwas häufiger zwischen den Biotit-

blättern, und in geringerer Menge zwischen dem licht gefärbten Augitmineral. Die Schnüre des dunkel gefärbten Augits sind meist ganz frei davon. Die kleineren Körner sind gewöhnlich in runden Haufen dicht angesammelt. Im auffallenden Licht sieht man, dass alle grösseren Körner aus Pyrit bestehen, und es scheint wahrscheinlich zu sein, dass auch die winzigen demselben zugehören.

Im Zusammenhang mit den eben beschriebenen Contacterscheinungen muss ich noch die metamorphosirten fremden Gesteinseinschlüsse, die ich bei der mikroskopischen Untersuchung der Proben des ersten Trachytganges begegnete, erwähnen. Die Natur dieser ist im Wesentlichen der der beschriebenen Schiefercontactzone so ähnlich, dass man keinen Augenblick daran zweifeln kann, dass die eingeschlossenen Stücke von dem grünen Schiefer der ersten Abtheilung, welche der Trachyt durchbrochen hat, abstammen. Sie sind von kleinen Dimensionen; gewöhnlich $^1/_2$, 1—3 Cm. im Durchmesser, sie heben sich durch ihre dunklere Farbe von dem umgebenden Trachyt ab. Die Umgrenzung ist scharf. In einem solchen Einschluss, der sich wie ein schwarzer Fleck vom Trachyt abhob, fehlt das Augitmineral, im Uebrigen gleicht er seiner Zusammensetzung nach genau dem metamorphisirten Schiefer, ein zweiter, etwas grösserer, ist hellgrün, enthält grosse Augitkörner, aber keinen Biotit. Der Augit ist lichtgrün; manchmal auch zweifärbig, aussen dunkel, innen lichtgrün, gerade wie bei dem Augit in der Contactzone. Der Dichroismus ist viel schwächer, die prismatische Spaltbarkeit meist gut ausgeprägt und die Auslöschungsschiefe bis 40°. An einzelnen Querschnitten ist der Augitwinkel durch die Spaltbarkeit angedeutet. Die Schnitte, die gerade auslöschen, zeigen mit Condensor eine seitlich austretende Axe.

An einem dritten, gegen 3 Cm. langen Einschluss ist schon mit freiem Auge zu sehen, dass er aus zwei dunklen und einem mittleren hellen Streifen besteht. Unter dem Mikroskope löst sich der letztere in eine grosse Anzahl von Feldspathkörnern, wie sie im metamorphosirten grünen Schiefer zu sehen sind, auf. In den beiden dunklen Streifen sind dieselben Feldspathkörner ausgebildet, aber dazu gesellt sich noch eine grosse Menge von Biotitblättern. Sie liegen untereinander parallel angeordnet, aber abweichend von der Richtung des Streifens, wie dies schon in der Contactzone constatirt werden konnte. Es liegen fast nur Längsschnitte vor, die Eigenschaften sind die gleichen, bereits mehrmals erwähnten, nur dass hier einige Blättchen grüne Ränder aufweisen, in seltenen Fällen sogar ganz grün sind. Zwischen diesen liegen aber auch viele weisse Glimmerblätter. Diese zeigen zwar keinen Dichroismus, sind aber der Form und Spaltbarkeit nach den gefärbten ganz ähnlich. Beide Arten von Längsblättern löschen gerade aus. Die basischen Blätter bleiben zwischen gekreuzten Nicols in jeder Lage dunkel, und im convergenten Licht zeigen sie ein schwarzes Kreuz, das sich aber bei der Bewegung des Präparates unbedeutend in zwei Arme theilt. Im Biotit liegen manchmal eingewachsene Hämatitschuppen. — Zwischen dem Biotit ist noch eine grosse Menge von äusserst feinen, langen, nadelförmigen Krystallen, die meist unregelmässig zerstreut sind, eingelagert. Sie sind gewöhnlich farblos, nur die etwas stärkeren sind leicht gelbgrün gefärbt. Im polarisirten

Licht erwiesen sich dieselben als doppelbrechend. Die grössten Auslöschungswinkel betragen 3—5°. Es werden das wahrscheinlich Amphibolnadeln sein. — Endlich sind in den Einschlüssen einzelne winzige Octaëder von Magnetit zu sehen.

Beim Sammeln des ganzen eben beschriebenen Materials kam mir Herr C. Riedl, k. ungarischer Sections-Ingenieur, der den Bau des Tunnels durchführte, hilfreichst entgegen, wofür ich mich verpflichtet fühle, hier meinen besten Dank auszusprechen.

Die Meteorsteine von Mócs.

Bemerkungen über die rundlichen Vertiefungen, die Gestalt und Rotation der Meteoriten und eine Fallzone derselben.

Von **Eduard Döll.**

(Mit 4 Lichtdruck-Tafeln (Nr. V—VIII.)

Die nachfolgenden Mittheilungen sind hervorgerufen durch den reichen Meteorfall, welcher am 3. Februar d. J. in der Nähe von Mócs in Siebenbürgen stattfand, und enthalten im Wesentlichen nur dasjenige, was ich in der Sitzung der k. k. geol. Reichsanst. am 27. März unter Vorzeigung von Belegstücken sagte. Damals hatte ich gegen 500 Steine untersucht. Seit der Zeit sind noch mehr dieser Meteoriten nach Wien gekommen, die ich fast alle, Dank dem freundlichen Entgegenkommen von Seite der Besitzer, vergleichen konnte, so dass gegenwärtig, wo diese Arbeit in Druck geht, mein Untersuchungsmaterial gegen 1600 Steine mit einem Gesammtgewichte von nahezu 115 Kilo's umfasst.

I. Eine Fallzone von Meteoriten.

Das erste, worauf der Berichterstatter anlässlich des Falles von Mócs die Aufmerksamkeit lenken möchte, ist die Lage dieses Ortes in einer an Meteorfällen reichen Zone, auf welche er bereits in der Sitzung der k. k. geologischen Reichsanstalt vom 4. December 1877 [1]) bei Gelegenheit seiner Arbeit über den Meteorsteinfall von Soko-Banja hingewiesen hat. „Soko-Banja, 20° 53′ östliche L. Greenwich," sagte er damals, „ist in einer Zone, der von den aus Oesterreich in den letzten 25 Jahren bekannt gewordenen 8 Meteorfällen 6 angehören, worunter jener von Knyahinya, welcher den grössten bis jetzt bekannten Meteorstein geliefert, nebst gewiss mehr als 2000 kleineren. Dieser Umstand wird noch merkwürdiger, wenn man erwägt, dass selbst innerhalb dieser fast 3 Längengrade breiten Zone die Fälle sich um bestimmte Meridiane reihen, und dass zwischen der westlichsten Grenze dieser Zone und dem nächsten Fallorte Arva mehr als 2 Grade liegen". Dann: „In der nördlichen Verlängerung dieser Zone sind die russischen

[1]) Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt, 1877, Nr. 16, S. 287.

Fallorte Pultusk, Oesel, Bialystock. Nach Süd erweitert enthält sie ausser Banja die Fälle Larissa, Widdin und Seres". Seit dieser Darstellung sind aus Oesterreich-Ungarn weitere 3 Fälle bekannt geworden, nämlich jener von Zsardany[1]), Tieschitz[2]) und der eben zu besprechende von Mócs. Da Zsardany auch in dieser Zone liegt, so gehören heute derselben 8 von den 11 innerhalb der letzten 30 Jahre in Oesterreich-Ungarn gefallenen Meteoriten an.

Zur Uebersicht sind diese Orte in der folgenden Tabelle nach der Länge geordnet aufgeführt und derselben auch die schon erwähnten aus Russland nebst jenen aus den südlichen Nachbarstaaten eingereiht, jedoch davon durch Cursivschrift unterschieden. Ueberdies erscheint noch das Eisen von Lenarto aufgenommen, das 1815 gefunden worden ist.[3])

1. Soko-Banja, gefallen am 13. October 1877, 19° 34'.
2. Pultusk, gefallen 30. Juni 1868, 21° 12'.
3. Kaba, gefallen 15. April 1857, 21° 17'.
4. Zsardany, gefallen 31. März 1875, 21° 18'.
5. Kakowa, gefallen 19. Mai 1858, 21° 35'.
6. Lenarto, gefunden — 1815, 21° 40'.
7. Oesel (Kaande), gefallen 13. Mai 1855, 22° 2'.
8. Larissa, gefallen 7. Juni 1827, 22° 24'.
9. Knyahinya, gefallen am 9. Juni 1866, 22° 30'.
10. Widdin, gefallen 20. Mai 1874, 22° 52'.
11. Bialystock, gefallen 5. October 1827, 23° 10'.
12. Ohaba, gefallen 10. October 1857, 23° 15'.
13. Seres, gefallen Juni 1818, 23° 34'.
14. Mócs, gefallen 3. Februar 1882, 24° 2'.
15. Borkut, gefallen 13. October 1852, 24° 17'.
16. Mezö-Madaras, gefallen 4. September 1852, 24° 19'.

Es sind also 16 Localitäten. Zieht man noch in Betracht, dass die Zahl sämmtlicher in den Meteoritensammlungen vertretenen Fallorte ungefähr 400 ist, so ergibt sich hieraus, dass in dieser Zone, welche sich über 4° 45' Länge erstreckt, 4 Procente derselben liegen. Aber nicht allein durch die Zahl der Fälle macht sich diese Region bemerkbar, sie ist es auch durch die Zahl und das Gesammtgewicht der

---

[1]) W. Pillitz, Meteorit von Zsardany, gefallen am 31. März 1875, Zeitschrift für analit. Chemie, 1879, S. 61.

[2]) A. Makowsky und G. Tschermak, Meteorsteinfall bei Tieschitz in Mähren, gefallen am 15. Juli 1878, Denkschriften der math. naturwissensch. Classe der kais. Akademie d. Wissensch. XXXIX. Bd.

[3]) Die Längen sind östlich Greenwich; jene von Banja, Pultusk, Kaba, Kakowa, Oesel, Larissa, Widdin, Ohaba, Seres, dem Index geographicus von Johnston entnommen, stimmen nicht ganz mit den Angaben, welche ich in meiner Abhandlung über Banja nach Kesselmeyer's ausgezeichnetem Meteoritenwerke machte. Davon abzugehen bestimmte mich nur allein die Erwägung, dass Johnston's Index mit den Ortsbestimmungen aller in dessen Kartenwerk enthaltenen Punkte, für künftige Vergleichungen eine umfassendere Grundlage bietet. Bei Bialystock, Borkut, Lenarto, Mezö Madaras, Orte, welche Johnston nicht enthält, blieben die Angaben Kesselmeyer's. Die Längen von Zsardany, Knyahinya und Mócs habe ich von der österreichischen Generalstabskarte abgenommen.

Steine, welche auf ihr niederfielen. Zu Knyahinya, Pultusk, Soko-Banja und Mócs hat es fast buchstäblich Steine geregnet.

Besonders hervorzuheben ist noch, dass Herr Lawrence Smith [1]), dem man die Beschreibung der meisten Meteoriten der Vereinigten Staaten nebst einer grossen Zahl wichtiger Beobachtungen an diesen Körpern verdankt, eine ähnliche Concentrirung der Meteorfälle auch auf amerikanischem Boden nachgewiesen hat. Derselbe bemerkte, dass von den 12 Fällen, die innerhalb 18 Jahren in der Union waren, 8 mit über 1000 Kilo Gewicht der westlichen Prairie-Gegend, nicht weit von seiner Heimat, Louisville, Kentuky, angehören. Auf dem begleitenden Kärtchen repräsentirt sich das eingenommene Areal fast 17 Längen- und 5 Breitengrade bedeckend. Es tritt jedoch auch hier eine Reihung um gewisse Meridiane hervor.

II. Die rundlichen Vertiefungen auf der Oberfläche der Meteoriten.

Die Steine von Mócs, mögen sie von ebenen oder gekrümmten Flächen begrenzt sein, zeigen äusserst selten die bekannten, meist Eindrücke genannten, Vertiefungen. Gleichwohl sind die Mócser Steine auch in dieser Hinsicht nicht uninteressant. Manche Stücke haben ganz eigenthümliche Vertiefungen; eine besonders grosse, fast 2 Millimeter im Durchmesser, sah ich an einem 505 Gramm schweren Steine, welchen Herr Dr. Eger, Naturalienhändler hier, besass. Von der Grösse eines Stecknadelkopfes bis zu 2 Millimeter Durchmesser, haben sie stets scharfe kreisrunde oder ovale Umrisse, sind steil vertieft und nicht mit Rinde überzogen. Die Annahme, diese Vertiefungen seien durch Eindringen eines fremden Körpers entstanden, ist durch die Beschaffenheit der Steinsubstanz, welche keine Spur einer Zermalmung zeigt, ausgeschlossen. Wahrscheinlich ist die Entstehung durch Aussprengung zu einer Zeit, wo eine Ueberrindung der blossgelegten Stellen nicht mehr möglich war. Welche Ursachen haben nun die Aussprengung veranlasst, sind es Temperatur-Differenzen gewesen, oder der Anprall anderer Steine auf dem Zuge durch die Atmosphäre?

Haidinger [2]) hat geäussert, das Fehlen der Rinde, wie es an der Rückseite des Meteoriten von Gross-Divina zu sehen, oft an Stellen, welche einem Stosse nicht ausgesetzt sein konnten, erinnere ihn lebhaft an das Abspringen der Glasur bei rasch gebrannten Thonwaaren. Die starkrissige Rinde vieler Mócser Steine macht einen solchen Ursprung auch hier wahrscheinlich. Andererseits kann das Aussprengen durch Anprall gleichfalls nicht abgewiesen werden; denn wenn auch die scharfen Ränder und die nicht zermalmte Substanz an der Innenseite der Höhlungen einen directen Zusammenstoss ausschliessen, so mag gleichwohl ein Anprall an eine andere Stelle des

---

[1]) Lawrence Smith, A Description of the Rochester, Warrenton and Cynthia Meteoric Stones. American Journal of Science and Arts, Vol. XIV, 1. Sept. 1877.

[2]) Eine Leitform der Meteoriten, Sitzb. d. math. nat. Classe d. kais. Akad. d. W. XL. Bd. 325—336.

Steines diese Wirkung gehabt haben, sowie ein Stoss gegen mehrere elastische Kugeln die letzten der Reihe in Bewegung setzt.

Rundliche Vertiefungen anderer Art beobachtete Herr Dr. Ar. Brežina. Da sind deutliche Anzeichen von dem Ausschmelzen des Eisens vorhanden, im Grunde stecken noch Eisenkörner. Auffälliger ist diese Entstehung durch Ausschmelzen an einem im k. k. Hof-Mineraliencabinete hier aufbewahrten Stücke des Dhurmsala-Steines zu sehen. Hier ist es hauptsächlich der Troilit, welcher ausgeschmolzen ist; das dabei gebildete Schmelzproduct wurde auch über den Rand der Grube geschleudert. Näheres hierüber wird Dr. Brežina selbst berichten. Mir ist es nur darum zu thun diese Beobachtung zu erwähnen, weil ich den Versuch machen will, im Anschlusse an die bezüglichen Wahrnehmungen bei den Mócser Steinen eine zusammenfassende Darstellung von den verschiedenen Entstehungsarten der Vertiefungen auf der Oberfläche der Meteoriten zu geben.

Eine Gruppe dieser Vertiefungen gehört dem Meteoreisen an und fällt ihrer Entstehung nach in die Zeit, wo sich dasselbe auf dem Weltkörper bildete, durch dessen Zertrümmerung das Material zu unseren Meteoriten geliefert worden ist. Jüngerer Bildung als die umgebenden steinigen Bestandtheile, wie Olivin, Enstatit etc., mussten diese Eindrücke in das Eisen machen, welche nach der Lostrennung des Eisens von seiner Umgebung, mochte das nun bei dem Zerspringen des Weltkörpers oder erst bei dem Zuge des Meteoriten durch die Erd-Atmosphäre geschehen sein, auf der blossgelegten Fläche als Vertiefungen erscheinen.

Eine zweite Gruppe bilden jene Vertiefungen, welche ihren Grund in der Structur des Eisens haben. Wird hoch krystallinisches Meteoreisen mit hexaedrischer Spaltbarkeit zerbrochen, so entstehen auf den Bruchflächen durch die aus- und einwärts springenden Flächen der Spaltungsstücke Vertiefungen, welche durch Abschmelzen der Flächen und Kanten rundlich werden. Ein ausgezeichnetes Beispiel hiefür liefert das Meteoreisen von Braunau in Böhmen. Besonders deutlich ist dies an dem Gyps-Abgusse des einen der gefallenen Stücke zu sehen, wie ich bereits an einem anderen Orte hervorhob [1]). Es ist das der Abguss jener 21 Kilo schweren Masse, welche Herr Dr. Johann Nep. Rotter, Prälat des Benedictinerstiftes von Braunau, zerschneiden liess und mit wahrhaft fürstlicher Munificenz an die verschiedenen Meteoritensammlungen vertheilte.

Zur dritten Gruppe gehören alle jene Vertiefungen, welche durch Herausfallen oder Auswittern des in rundlichen Knollen im Meteoreisen vorkommenden Troilit oder Graphit entstehen. In keiner der grösseren Meteoritensammlungen fehlt es an Belegen hiezu.

Durch den Widerstand der Luft, welchen der mit planetarischer Geschwindigkeit in dieselbe tretende Meteorit findet, kommt es auf der in der Richtung des Zuges vorangehenden Seite zu Einbohrungen, worauf Haidinger bei seiner Beschreibung des Meteorsteines von

[1]) Form, Oberfläche, Rinde, physische und chemische Zusammensetzung der Meteoriten. Vortrag im „Wissenschaftlichen Club in Wien" am 28. November 1881. Siehe Monatsblätter d. W. Cl. in W., III. Jahrgang, Nr. 4, S. 42.

Goalpara zuerst hingewiesen hat. Ausserdem besprach er derartige Vertiefungen bei dem Meteorstein von Gross-Divina und jenem von Krähenberg, ferner bei dem Meteoreisenring von Ainsa-Tucson. Auch an dem Exemplare von Mócs, das auf Tabelle VIII, Fig. 32 abgebildet ist, finden sie sich. Auf solche Weise entstandene Vertiefungen machen eine vierte Gruppe aus.

Zur fünften Gruppe rechne ich alle durch Ausschmelzen entstandenen Gruben, welche Entstehungsart durch die oberwähnten Beobachtungen Dr. Brežina's ausser allem Zweifel ist.

Die von mir nachgewiesenen Aussprengungen können, wenn sie zu einer Zeit stattfinden, wo noch eine Ueberrindung möglich ist, gleichfalls die Ursache einer besonderen Art überrindeter Vertiefungen werden. Es wäre das eine sechste Gruppe, die Gruppe der durch Aussprengung veranlassten Vertiefungen.

Zum Schlusse dieser Betrachtung noch einige Worte über die Benennung dieser Vertiefungen. Die Bezeichnung Eindrücke, wenn dadurch nur die Aehnlichkeit mit einem in Teig gemachten Fingereindrucke gemeint sein soll, ist sehr brauchbar. Ganz frei von jeder Hypothese ist das von Herrn Daubrée für diese Vertiefungen gewählte Wort „Näpfchen" [1]). Gerne hätte ich es im Vorhergehenden verwendet, wie auch das von dem gleichen Autor gebildete Wort „Piezoglypte" zur Bezeichnung von durch Anprall der Luft auf den Meteoriten entstandenen Vertiefungen. Ich musste aber das unterlassen, weil Herr Daubrée in seinen Schriften „Näpfchen" und „Piezoglypte" als gleichbedeutend gebraucht [2]) und ich mich zu einer Aenderung in meinem Sinne nicht berechtigt hielt.

III. Gestalt der Meteoriten.

In den folgenden Tafeln sind Typen der bei den Mócser Steinen am häufigsten auftretenden Formen abgebildet. Allen liegt, mögen sie keilförmig, pyramidenförmig oder verschiedenartig abgerundet sein, ein gerades, fünfseitiges Prisma zu Grunde, das oft durch eine gegen die Basis geneigte Fläche geschlossen wird, auf welcher wieder eine oder mehrere Flächen senkrecht stehen. Diese behauptete Regelmässigkeit steht wohl im Gegensatze zur gewöhnlich angenommenen Unregelmässigkeit. Schreibers hat aber bereits 1808 in seiner classischen Abhandlung über die Meteoriten von Stannern [3]) eine gewisse Regelmässigkeit angedeutet [3]). Auch in seinen Beiträgen zur Kenntniss der meteorischen Stein- und Metallmassen [4]) spricht er bei Gelegenheit der Beschreibung des im k. k. Hof-Mineralien-Cabinete befindlichen Steines von Tabor von sich öfter wiederholenden Formen. Schreibers findet diese Regelmässigkeit „um so merkwürdiger, da hierin eine Uebereinstim-

[1]) Daubrée, Synthetische Studien zur Experimental-Geologie. Uebersetzt von Gurlt. 1880, S. 490.

[2]) l. c. S. 539.

[3]) Carl v. Schreibers, Gilbert's Annalen 1808, S. 229.

[4]) C. v. Schreibers, Beiträge zur Geschichte und Kenntniss meteorischer Stein- und Metallmassen. Wien 1820, S. 10.

mung oder doch eine auffallende Annäherung zwischen vielen Steinen nicht nur von einer und derselben Begebenheit, sondern auch von nach Zeit und Ort sehr verschiedenen Ereignissen, und selbst zwischen solchen stattfindet, die in ihren Aggregats- und qualitativen Verhältnissen bedeutend von einander abweichen."

Man ist aber der Sache nicht mehr nachgegangen. So möge denn der Fall von Mócs die Veranlassung sein, den Gegenstand weiter zu verfolgen.

Die Figuren 1, 2 und 3 der Tabelle V stellen ein ausgezeichnetes, nach Brust und Rücken gut orientirtes Exemplar (255 Gramm Gewicht) in natürlicher Grösse dar. Es ist gleichsam die Grundgestalt, aus der sich durch Vergrösserung von Flächen, Verschwinden anderer und Hinzutreten neuer die übrigen Formen ableiten lassen. Die Fläche I wird als Basis genommen, die Flächen 1, 2, 3, 4 und 5 sind die Prismenflächen, die Fläche *A* mit den auf ihr senkrechten Flächen *a b* und *c* bilden den Schluss nach oben. Auf der Brust (Fig. 1) sind überall Spuren intensivster Abschmelzung, 2, 3 und *b* sind wie ausgehöhlt, an der Grenze von 1 ist eine etwas über die Umgebung hervorragende und auch durch ihren Glanz auffallende Ader sichtbar, welche den Stein durchsetzt. Die Rinde ist starkrissig, rothbraun, matt, hie und da, besonders um die Kanten, von einer anderen schwarzen, matten Rinde überdeckt. Der Rücken (Fig. 2) mit 4, der vollkommen ebenen Fläche 5 und der auf ihr senkrechten *A*-Fläche, welche sehr flache Eindrücke hat, besitzt denselben Rindencharakter, nur ist 5 sehr wenig rissig und auf *A* die Beschaffenheit der Oberfläche durch die Rinde am wenigsten überdeckt, was die noch fühlbaren Eisenkörner beweisen. Die Basis I (Fig. 3), am unebensten, hat eine compacte, gleichmässig schwarze Rinde, gegen die Kante 4 ist ein erbsengrosser, rundlicher, glänzender Flecken, eine angeschmolzene Enstatitkugel, wie sie Herr Hofrath Tschermack[1]) von den Mócser Steinen beschrieben hat.

Ein zweiter Stein (222 Gramm Gewicht), ebenfalls von prismatischem Typus, aber doch vom I. Typus verschieden, ist in den Figuren 4, 5 und 6 dargestellt, und zwar in natürlicher Grösse, wie alle Exemplare. Diesem Typus fehlen die Flächen *a* und *b*, parallel mit der Fläche I erscheint die neue Fläche I'. *A* steht nicht normal auf 5 sondern auf 4, und diese Fläche neigt sich mit der Fläche 3 nicht, wie bei dem ersten Stein, etwas gegen die Brust, sondern gegen den Rücken. Die Verschiedenheit der Flächen ist wie bei dem ersteren Steine, nur zeigen sie eine energischere Einwirkung, 1, 2 und 3 sind mehr vertieft, gleichförmig mattschwarz überrindet, ebenso auch die wieder wenig dick überrindete Fläche *A* und die Fläche 4. Von beiden letzteren legt sich ein wenig körperlicher Schmelzsaum über die rothbraune Fläche 5, auch die sehr unebene Fläche I' ist von *A* her überflossen. Die Bruchstelle nahe der Kante 1 (Fig. 6) ist leicht angerusst.

Auf der Tafel VI sind zwei keilförmige Steine abgebildet, der grössere (440 Gramm Gewicht) in den Figuren 7, 8 und 9. Die Basis I (Fig. 9), ganz von der Oberflächenbeschaffenheit der Basis an den beiden früheren Steinen, ist senkrecht auf den Flächen 3, 4, 5 und

[1]) Tschermak, Anz. Ak. d. Wiss. 1882, S. 83.

nahezu senkrecht auf 1 und 2. Die Fläche 5 erscheint nur als schmaler Saum, von ihr neigt sich ein aus den Flächen 5' und 5'' bestehendes System gegen die Fläche 2. Parallel mit I ist I' und mit 2 die Fläche 2', welche ganz von zwei Piezoglypten eingenommen wird, aber durch ihren Schnitt mit I (Fig. 9) deutlich angezeigt erscheint. Hier, wie auf 4 und den Flächen 5 war während des Zuges die heftigste Einwirkung, 5' und 5'' sind dabei durch Abspringen nach Harnischflächen entstanden, wie ein in Fig. 8 an der unteren rechten Ecke befindlicher (zu 5' paralleler) Harnisch erkennen lässt, auf welchem noch ein Stück unabgesprengter Substanz sitzt. Die Rinde ist auf den Flächen 5 braunschwarz, auf 4 und 2' schwarz, ebenso auf der sehr unebenen Fläche I' und der Fläche 3, welche noch ganz die höckerige Beschaffenheit einer frischen Bruchfläche hat. Die Fläche 2 ist fast eben, nur gegen 3 hin sind Vertiefungen, gleich den auf I wahrnehmbaren. Auf I sieht man auch zwei sich treffende Harnischflächen, wovon die eine, parallel zur Kante 2, auch parallel zur Fläche 2 sein dürfte, während die andere zur Kante 3 parallele, die sich über die Fläche 2 verfolgen lässt und parallel zur Fläche 5' scheint, dies nicht ist, denn sie tritt auf Fläche 4 (Fig. 7) nahe der oberen linken Ecke in ganz anderer Lage auf. Die Farbe ist braunschwarz, wie auf Fläche 2.

In den Figuren 8 und 9 ist dieses Exemplar auf die Fläche 4 als Basis gestellt und erscheint so als ein gerades quadratisches Prisma, dessen eine Kante durch die Fläche 5 leicht abgestumpft wird, geschlossen ist es durch die Fläche 2, auf welcher die Fläche 1 senkrecht steht.

Die Figuren 10, 11, 12 und 13 beziehen sich auf das zweite keilförmige Stück (67 Gramme Gewicht). Die Fläche 5 ist hier eine gekrümmte, deren Deutung erst durch Vergleichung mit den Flächen 5 des früheren Exemplares klar wird, die Fläche 2' hat keine Einbohrungen, 4 ist nicht gewölbt sondern vertieft, gegen oben liegt die Fläche *b'* in derselben Zone mit der Fläche *b* des ersten Steines. An diesem Steine ist die Fläche 2 senkrecht gegen I gestellt, wodurch auch 3 nicht als Trapez wie bei dem grösseren keilförmigen Stücke, sondern als Rechteck erscheint. I', wieder sehr uneben, ist etwas nach rückwärts geneigt, die Fläche *b'* steht auf ihr nahezu senkrecht. Fig. 12 lässt die Basis mit der gleichen Figur wahrnehmen, wie sie die Basis I in der Fig. 9 hat. In Fig. 13 ist der Stein in der Stellung eines quadratischen Prismas, die Fläche 1 wieder rechtwinklig gegen 2. Eine Verschiedenheit in der Rinde haben die Flächen nicht, dieselbe ist überall braunschwarz.

Die Tafel VII enthält Steine, welche den pyramidalen Habitus vertreten. In 14, 15, 16 und 17 ist ein Stein abgebildet (247 Gramm Gewicht), dessen Form die: „verschoben und ungleichseitig, vierseitige, abgestumpfte niedere Pyramide" darstellt, welche Schreibers in seinem erwähnten Werke von dem Tabor-Steine und Steinen von L'Aigle und Eichstädt, Seite 10, 12 und 13 aufführt. Eigentlich ist es ein fünfseitiges Prisma, das sich in der angegebenen Weise der Beobachtung darbietet, wenn es auf die Fläche 5 gelegt wird, was in den Figuren 16 und 17 geschah. Fig. 17 soll hauptsächlich die von den Flächen 2 u. *A* mit 5 gebildete spitze Ecke zur Anschauung bringen.

Die Flächen 2, 3, 6, 4 und 5 stehen senkrecht auf der Basis, die Fläche *A* ist nicht gegen 4 und 5, sondern gegen 2 und 3 geneigt, auf ihr stehen wieder *c* und *c'* senkrecht. Die Orientirung nach Brust und Rücken ist eine ausgezeichnete durch die Rinde und die vorhandenen Schmelzsäume. Auf 4 und 5 ist die Rinde schwarz, auf *c'* mehr bräunlich schwarz, ausserdem sind diese Flächen überdeckt mit Schüppchen einer firnissglänzenden, schwärzeren Rinde. Die Basis I hat auch die rundlichen Vertiefungen der Brustflächen; ihre Rinde, obwohl auch von schwarzer Farbe, hat jedoch einen anderen Charakter. Von den übrigen Flächen sind 2 und 6 ziemlich eben, 3 und *c* aber fast noch rohe Bruchflächen und auch mit derselben rauhen, braunschwarzen, hie und da irisirenden Rinde überdeckt, gleich den Flächen 2 und 6. *A* ist wieder fast eine Ebene und am dünnsten überrindet, über sie zieht sich eine Menge feinster Schmelzstreifen, welche von Einbuchtungen nahe der Kante zwischen 4 und 5 ausgehen. Um diese Einbuchtungen zu zeigen ist *A* in Fig. 14 gegen den Beschauer gewendet. An allen Kanten an der Grenze gegen die Brust sind deutliche Schmelzsäume.

Ein anderer pyramidaler Typus entsteht, indem sich die Flächen 1, *c*, *A* und 5 in eine Spitze vereinigen (Fig. 18, 19, 20). Zwischen den Prismenflächen 1, 2, 6 und 5 erscheinen *c* und *A* bis zur Basis I erweitert und mit ihr Durchschnitte von derselben Lage bildend, wie sonst die Flächen 3 und 4 (Fig. 20); *c* und *A* sind wieder auf einander rechtwinkelig. Wenn der erste pyramidale Typus nach dem Steine von Tabor genannt werden kann, so verdient dieser zweite den Namen des Kuleschowka zu tragen. Es erinnert dieser hier dargestellte Stein (67 Gramm Gewicht) sehr an die Beschreibung des Kuleschowska durch den Russen Muchin, die Herr Professor Goebel mitgetheilt hat. [1]) Muchin sagt: „Seine Form hat von der einen Seite Aehnlichkeit mit einer Schaufelplatte [2]), aber von der anderen entgegengesetzten stellt sie ein besonderes Naturspiel dar, denn der Stein ähnelt auf dieser Seite einem kohlschwarzen Schädel eines besonderen Thieres, an welchem eine gewölbte Stirne bemerkbar ist [3]), die sich mit ihrer dreieckigen Oberfläche zum unteren Theile der Nase oder des Rüssels [4]) fortsetzt. An den Seiten jener Stirne sind eingefallene Wangen sichtbar, von gleichfalls dreieckiger Gestalt [5]).

Eine Orientirung ist nicht wahrnehmbar, nur ist die Fläche 5 braunschwarz, wie in den meisten früheren Fällen.

Der letzte der hier dargestellten pyramidalen Typen wird durch Vorherrschen der Flächen I, 4 und 5, welche auf einander senkrecht stehen, gebildet. Das betreffende Exemplar (25 Gramm Gewicht) ist

[1]) Kritische Uebersicht der im Besitze der kaiserl. Akademie der Wissenschaften befindlichen Aerolithen von Ad. Goebel. Mélanges physiques et chimiques tirés du Bulletin de l'Académie impériale de Sciences de St. Pertersbourg XI. S. 222 bis 282. (7.) 19. Juni 1866.

[2]) Hier die Fläche *A* in Fig. 19.

[3]) Bei unserem Steine die Basis I mit dem gewöhnlichen Oberflächencharakter dieser Fläche.

[4]) Fläche 1. Man kann sich zur Versinnlichung die Fig. 18 umgekehrt denken, so dass der untere Rand nach oben liegt.

[5]) Fläche 2.

vollständig orientirt, die Brustseite in Fig. 21 hat die Flächen 1, 2, 3, *b* und *c*, die Rinde ist schwarz und durch Schüppchen glänzenderer Rinde schimmernd. Die Basis I, (Fig. 23) mit welcher die Prismenflächen unter den gewöhnlichen Winkeln zum Durchschnitte kommen und dieselbe Oberfläche hat wie gewöhnlich, ist braunschwarz, ebenso auch die weniger abgeschmolzenen, wenngleich einige starke Einbohrungen zeigenden Flächen 4 und 5; deutliche Schmelzsäume umranden von der Brust her alle diese Flächen. Wahrscheinlich ist der Stein nicht in der Stellung der Fig. 22, sondern in der von Fig. 24 durch die Luft gezogen.

Die Tafel VIII enthält zunächst noch zwei Steine, um daran zu zeigen, dass auch bei solchen Stücken, welche durch Abschmelzen eine abgerundete, unregelmässige Gestalt angenommen haben, dennoch die Eingangs aufgestellte Grundform vorhanden ist.

An dem ersten Steine (42 Gramm Gewicht) ist keine Orientirung bemerkbar, die Figuren 25 und 26 geben deutlich den Charakter der Form, in der Figur 27 ist die Basis zu sehen, die Farbe der Rinde ist durchwegs braunschwarz.

Der zweite Stein (89 Gramm Gewicht) ist hingegen wieder orientirt; die in Fig. 28 zu sehenden Flächen 2, 3 und *c* waren im Zuge nach vorn gekehrt, die Rinde ist schwarz bis braunschwarz und durch glänzendere Schüppchen schimmernd, die Rückenflächen 1, 4, 5, (*A*) (Fig. 29) haben nur braunschwarze, etwas rauhe, matte Rinde und sind dort, wo sie an die Brust stossen, mit einem Schmelzsaume versehen. An der Basis (Fig. 30) hat die Rinde die gleiche Beschaffenheit wie sonst.

Es liessen sich noch leicht weitere Typen aufstellen, was ich jedoch nicht thue, weil ich glaube, dass durch die beschriebenen 9 Steine und den noch zu besprechenden, der Satz Schreibers, welchen ich an die Spitze dieser Darstellung gesetzt, zur Genüge bewiesen ist. Ich glaube auch überdies noch nachgewiesen zu haben, worin diese sich wiederholenden Formen ihren Grund haben, nämlich in dem Auftreten einer Gestalt, aus der sich die übrigen herleiten lassen. Wodurch die Entstehung dieser Gestalt bedingt ist, kann meiner Meinung nach bis jetzt nicht mit Bestimmtheit gesagt werden. Die zunächst liegende Vermuthung, dass eine gewisse Spaltbarkeit der Substanz die Ursache dieser Erscheinung ist, muss Angesichts der Thatsache, dass sich diese Formen bei Meteoriten aus dem verschiedensten Materiale, auch bei dem Meteoreisen finden, aufgegeben werden.

Haben aber die Meteoriten den Grund für diese Gestaltung nicht in sich, so kann derselbe nur in von aussen auf dieselbe einwirkenden Ursachen gesucht werden. Als solche sind zu denken die Kräfte, welche die Zertrümmerung ausserhalb unserer Atmosphäre hervorgerufen haben, dann Kräfte, die in unserer Atmosphäre eingewirkt, wie der Druck der Luft, welche der mit planetarischer Geschwindigkeit in derselben vorwärts eilende und hinter sich einen luftleeren Raum lassende Meteorit auszuhalten hat, oder die Fliehkraft, welche sich bei den Meteoriten, welche meistens auf ihrem Zuge in Rotation gerathen, entwickelt. Welche dieser Kräfte nun bei Hervorrufung dieser Regelmässigkeit der Form thätig gewesen, mag die Zukunft

lehren. Gewiss aber ist es, dass diese Regelmässigkeit ein Mittel sein kann, über die Wirksamkeit der gestaltenden Kräfte so in's Klare zu kommen, wie das Studium der Oberflächen-Beschaffenheit der Meteoriten zur Kenntniss der Lage geführt hat, welche dieselben auf ihrem Zuge in der Erdatmosphäre einnehmen. Eine Vermuthung hinsichtlich der Steine von Mócs möge heute gleich ausgesprochen sein. Auffallend ist an denselben die bedeutende Ebenheit der Basis I, obgleich parallel zu ihr die Substanz nicht die Neigung hat, in ebene Flächen zu brechen; denn tritt die zu ihr parallele Fläche I' auf, so ist diese immer sehr uneben. Diese Ebenheit kann darum nur ein Resultat der Abschmelzung sein. Die Fläche I hat aber bei allen untersuchten orientirten Steinen von Mócs eine solche Lage, dass sie der Abschmelzung in hohem Grade nicht ausgesetzt sein konnte, sie muss daher in einem früheren Stadium eine andere Lage gehabt, gleichsam die Brust gebildet haben.

Nehmen wir nun an, zu dieser Zeit sei durch den entgegenstehenden Luftdruck eine Zertrümmerung erfolgt, so ist es nach den schönen Versuchen von Daubrée[1]) gewiss, dass diese Zertrümmerung prismatische Formen geliefert hat, deren Seitenflächen senkrecht auf der Basis, der Wirkungsfläche Herrn Daubrée's, stehen. Mit dieser Zertrümmerung war eine Aenderung in der Lage gegen die Bewegungsrichtung gegeben, der Meteorit stellte sich in die Lage, die durch seine Orientirung bekundet wird, und die Rotation trat als neue formende Kraft auf, wie das letzte, noch zu beschreibende Exemplar beweist. Daran ist durch Rotation die Fläche *a*, welche senkrecht steht auf der Fläche 5, abgeschleudert. Aber auch an den meisten der beschriebenen Mócser Steine tritt als Schluss nach oben eine Fläche (mit *A* oder (*A*) bezeichnet) auf, die der Ueberrindung nach späteren Ursprungs ist, als die auf der Basis stehenden Prismenflächen.

Die beschriebenen Formen an den Mócser Steinen wären demnach das Resultat der Zertrümmerung durch den Luftdruck und der Wirkung der Rotation.

IV. Die Rotation der Meteoriten auf ihrem Zuge.

Die Betrachtungen, welche Haidinger über die bei dem Fall des Agramer Eisens beobachteten Erscheinungen anstellte, führten ihn zur Erkennung des Rotirens der Meteore auf ihrem Zuge durch die Atmosphäre[2]).

„Das Meteor", sagte er dort, (Seite 382) „muss der ungleichen Austheilung der Masse wegen eine rotirende Bewegung erhalten, die immer rascher wird, während die Geschwindigkeit in gerader Linie abnimmt". Weitere Beweise für seine Annahme fand Haidinger in dem Zerspringen des Meteorsteines von Quenggouk[3]) und jenes von

---

[1]) Daubrée, Synthet. Studien etc. Deutsch von Gurlt. S. 490.

[2]) Der Meteorsteinfall von Hraschina bei Agram am 26. Mai 1857, Sitzb. d. m. n. Cl. XXXII. Bd., S. 361.

[3]) Das Meteor von Quenggouk in Pegu etc. Sitzb. XLIV. Bd., S. 637—642.

Gorukpur[1]), wie auch darin, dass der grosse Stein von Knyahinya[2]), welcher auf eine Wiese gefallen war, die Rasendecke an den Rändern der von ihm gemachten Oeffnung aufwarf gleich einem sich einbohrenden Körper und am Ende seines Eindringens in zwei Stücke zerschellte. Jedoch erst an dem Meteorsteine von Goalpara[3]) gelang es ihm durch Rotation hervorgerufene Veränderungen der Oberfläche zu constatiren und so ein Criterium für die Rotation zu finden, ähnlich wie es die von ihm beschriebenen Schmelzsäume zur Orientiruug nach Brust und Rücken abgeben. Es sind dies mehr oder weniger rundliche Vertiefungen auf der Brustseite, veranlasst durch den Angriff der stark comprimirten Luft[4]), welche von den Meteoriten verdrängt wird und hiebei, während sie einerseits durch ihr Abfliessen gegen die Ränder des Meteoriten die Rotation veranlasst und steigert, andererseits selbst in Rotation geräth. Die Bedingungen zur Entstehung dieser Vertiefungen scheinen aber selten alle vorhanden zu sein. Haidinger konnte nur an wenigen Meteoriten solche Rotationsspuren entdecken und an den Steinen von Pultusk und Knyahinya, welche doch so zahlreich in die Museen gelangten, wurden sie, bis jetzt wenigstens, nicht beschrieben. Auch an den Stücken von Mócs, unter denen viele orientirt, also auf dem Zuge in Rotation mit Beibehaltung einer bestimmten Lage gewesen, ist es nur ausnahmsweise zu derartigen Einbohrungen gekommen.

Von einzelnen Spuren abgesehen, habe ich unter meinem reichen Untersuchungsmaterial blos ein hieher gehöriges Stück gefunden. Dasselbe, auf Tabelle VIII, in Fig. 31 mit zugekehrter Basis I, in Fig. 32 mit der Brustseite und in Fig. 33 mit dem Rücken abgebildet, ist der Hauptform nach tafelförmig und hat 90 Gramm Gewicht. Fünf Flächen stehen auf I senkrecht und schneiden sich unter denselben Winkeln wie die in den früher beschriebenen Exemplaren mit den gleichen Nummern bezeichneten Flächen. Nur an Stelle der Fläche 1, ist die mit (1) beschriebene nicht rechtwinkelig, sondern schief gegen 5 gestellt. Nach oben hin bildet die Fläche *a* den Abschluss, auf welcher *b*, *c* und b^1, letztere parallel zu *b*, wieder rechtwinkelig sind. Es ist also auch hier ein fünfseitiges Prisma, geschlossen durch eine Fläche, auf der 3 andere unter rechtem Winkel stehen.

Die Flächen der Brust zeigen intensive Abschmelzung, auf 2 und *c* sind nahe dem höchsten Punkte der Platte, dem Buckel, rundliche Einbohrungen, deren Steilränder auf 2 zur rechten Seite des Beschauers, auf *c* zur linken desselben liegen. Nach Aussen hin haben genannte Flächen Ausfurchungen, welche gegen die Ränder zu tiefer werden. Auf den Flächen (1), 3 und 6 sind die gleichen Furchen. Zwischen diesen verschiedenen Vertiefungen ist ein glattes Feld, das ich dem Umrisse nach mit der Fläche zwischen den Aesten einer

---

[1]) Der Meteorsteinfall in Gorukpur-Districte etc. Sitzb. XLV. Bd., S. 665—671.

[2]) Der Meteorsteinfall am 9. Juni 1866 bei Knyahinya. Zweiter Bericht. Sitzb. LIV. Abth. II. S. 20 u. 28.

[3]) Der Meteorit von Goalpara etc. Sitzb. LIX. Bd., 2. Abth. 22. April 1869.

[4]) Haidinger gebraucht hier mit Vorliebe den Ausdruck: „in ihrer Wirkung nahezu wie ein fester Körper", dessen sich Herr Professor Edlund in seinem Vortrage über den Fall von Hessle in der Stockholmer Akademie der Wissenschaften bediente.

Hyperbel vergleichen möchte. Die Ueberrindung ist russschwarz und matt, nur hie und da sind Schüppchen einer glänzenderen Epidermis.

Eine sehr unebene Fläche bildet die Basis I. Ueber ihre rauhe, mattschwarze Rinde hat sich von der Brust her ein deutlicher Schmelzsaum gelegt. Die Flächen des Rückens haben den Charakter von Bruchflächen, deren Oberfläche noch nicht durch äussere Einwirkungen verändert ist. Die Ueberrindung ist hier braunschwarz und schimmernd. Dort wo die Flächen 4, *b'* und 5 an die Bst rugrenzen, sind gleichfalls Schmelzsäume.

Ueber 5 und *b'* zerstreut liegen Hirsekorn grosse, überrindete Stückchen von Meteorsubstanz, die sich von der Rinde ablösen lassen, ohne dass hiebei der Stein blosgelegt würde. Herr Professor vom Rath beschreibt einen Stein von Pultusk[1]) welcher auf dem Rücken 30—40 kleine Steinchen aufgesammelt hat „die sich offenbar während des Zuges an ihn anlegten, während seine eigene Geschwindigkeit im Abnehmen war". Vom Rath gedenkt dabei auch Haidinger's, der bei einem Steine von Stannern [2]) eine analoge Erscheinung hervorhob.

Die Fläche *a* ist eine frische Bruchfläche, nur hie und da angerusst, an den Rändern, welche an die Brust grenzen, ist etwas Schmelzsubstanz übergeflossen.

Aus dieser Beschreibung ergeben sich die nachstehenden Folgerungen: Der Meteorit bewegte sich in senkrechter Lage gegen seine Flugbahn, die parallel zu der Kante zwischen 4 und I war, vorwärts. Die von der Brustseite zusammengepresste und nach den Rändern hin ausweichende Luft versetzte den Stein in rotirende Bewegung, wobei die Rotationsaxe durch die höchste Stelle zwischen 2 und *c* ging, wie die nach entgegengesetzten Seiten gekehrten Steilränder der von der abfliessenden Luft gebohrten Vertiefungen beweisen. Zugleich wurde geschmolzene Masse durch diese energische Luftbewegung von der Brust gleichsam abgescheuert und über die peripherischen Kanten hinausgeführt, dabei aber theilweise auch als Schmelzsaum an den Rändern abgesetzt. Auch die Flächen 4 und I wurden von solcher verspritzter Schmelzsubstanz hie und da getroffen.

Die von der Flugrichtung abgekehrten Rückenflächen *b'* und 5 befanden sich im Zustande geringerer Erhitzung, jedoch noch in dem der oberflächlichen Schmelzung; denn sonst hätten sich nicht die kleinen Meteor-Bruchstückchen, welche während des Zuges das grössere Stück einholten, an dasselbe anlegen können.

Dass sich diese Körperchen grösstentheils auf 5, nur wenige auf *b'* und gar nicht auf 4 und I finden, ist ein weiterer Beweis für die Richtigkeit der angenommenen Orientirung. Kurz vor dem Stillstande des Meteors erfolgte ein Abspringen eines Theils nach der Fläche *a*, die nur noch etwas berusst werden konnte, auch floss an dem der Brust zugekehrten Rande etwas Schmelzsubstanz über. Eine Aenderung in der Rotationsrichtung fand aber dadurch nicht statt, denn sonst könnten sich nicht alle die Erscheinungen so ausgezeichnet

---

[1]) Ueber die Meteoriten von Pultusk etc. Von Dr. G. vom Rath. S. 9.

[2]) Stannern. Ein zweiter Meteorstein, durch seine Rinde genau in seiner kosmischen Bahn orientirt. Wilh. v. Haidinger, Sitzungsb. Bd. XLIV. S. 790—795.

erhalten haben, welche auf eine einzige, während des ganzen Fluges eingehaltene Bahn- und Rotations-Richtung hinweisen.

Die Rotations-Richtung lässt sich an diesem Steine auf zweierlei Weise ermitteln. Haidinger hat bei seinen Untersuchungen zu dieser Bestimmung die Steilränder jener Vertiefungen in's Auge gefasst, welche sich auf der Brust der ihm vorliegenden Meteoriten fanden. Durch den Stoss der mit Sturmeseile abfliessenden Luft gegen sie musste eine rotirende Bewegung in diesem Sinne eintreten. Wird diese Bestimmung auf das besprochene Exemplar angewendet, so ergibt die Betrachtung der Fig. 32, dass es, weil der Steilrand der Vertiefungen auf 2 rechts und auf *e* links liegt, in einer rotirenden Bewegung von unten rechts gegen oben links gewesen ist, entgegengesetzt der Bewegung des Zeigers einer Uhr. Auf die Rückseite (Fig. 33) bezogen oder im Sinne des Fortschreitens in der Bahn betrachtet, ist selbstverständlich die Bewegung oben eine von links nach rechts gerichtete, übereinstimmend mit der Bewegung eines Uhrzeigers.

Eine andere Art der Bestimmung folgt aus der Erwägung, dass ein sich gegen die Luft bewegender Körper, welcher derselben geneigte Flächen darbietet, gleich einem Windrädchen in Rotation gebracht wird, also im Sinne der Steigung der Flächen. Bei unserem Meteoriten ist nun, wie ein Blick auf Fig. 32 und Fig. 31 lehrt, in der untern Partie die Steigung der Flächen gegen rechts, in dem oberen Theil aber gegen links, was wieder eine Bewegung von unten rechts gegen oben links gibt, oder auf die Rückseite übertragen, eine Bewegung gleich dem Zeiger einer Uhr, wie das auch die Anwendung der Methode Haidinger's ergeben hat.

Haidinger hat diese zweite Art der Ausmittelung der Rotation nicht in Anwendung gebracht, obgleich es doch die Lage der Flächen gegen den Luftwiderstand ist, welche die Rotation einleitet und deren Richtung bestimmt. Die Aeusserung des Einflusses der durch die Rotation hervorgerufenen Vertiefungen ist ein Späteres. Haidinger konnte aber nur diesen letzteren Einfluss in Erwägung ziehen, weil keiner der von ihm beschriebenen rotirenden Meteoriten auf der Brustseite Flächen mit deutlich erkennbarer Lage hatte, wie die zuletzt erwähnte Darlegung voraussetzt.

Dieser rotirend gewesene Meteorit von Mócs ist der fünfte in der Reihe der beschriebenen Meteoriten mit Rotation. Mit jenem von Goalpara hat er besonders die durch Hyperbeläste getrennten Felder heftiger Angriffe gemein, ausserdem finden sich auch dort an den Rändern zwei auf einander senkrechte Flächen. An den Stein von Gross-Divina erinnert der Mócser Stein durch die geringe Zahl rundlicher Vertiefungen. Der Meteorstein von Krähenberg[1]) ist in Bezug auf

[1]) Bericht über das Niederfallen eines Meteorsteines bei Krähenberg, Pfalz Von Dr. Georg Neumayer, Sitzungsber. d. m. n. Cl. der k. Akad. d. Wissensch. 1869, Bd. LX, Abth. II. — Der Meteorit von Krähenberg. Von Dr. Keller. Palatina, Beiblatt zur Pfälzer Zeitung Nr. 79, Speyer, 3. Juli 1869. — Ueber den Meteoriten von Krähenberg. Von G. v. Rath, Poggendorff's Annalen 1869, S. 328.

die Form mit dem von Mócs am meisten übereinstimmend und gleicht ihm auch in der Richtung [1]) der Rotation.

[1]) Letztere bestimmte Herr Dr. G. Neumayer. Siehe Haidinger: „Der Ainsa-Tucson-Meteoreisenring etc. Sitzungsber. d. m. n. Cl. d. k. Akad. d. Wissensch. 1870, Bd. LXI, Abth. II.

Druck von J. C. Fischer & Comp. Wien.

32. Band. 1882. JAHRBUCH IV. Heft.

DER

KAIS. KÖN. GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.

Beiträge zur Fauna der Breccien und anderer Diluvialgebilde Oesterreichs,

mit besonderer Berücksichtigung des Pferdes.

Von Johann Nep. Woldřich.

Mit 2 Tafeln (Nr. IX und X).

Vorbemerkungen.

Ueber freundliche Einladung des Directors der k. k. geologischen Reichsanstalt, Herrn Hofrathes Franz Ritter von Hauer und des Herrn Oberbergrathes Stur, übernahm ich die Bearbeitung des der genannten Anstalt gehörigen, ziemlich reichhaltigen Knochenbreccien-Materiales aus einem Steinbruche bei Pola in Istrien und von der Insel Lesina in Dalmatien. Herr Oberbergrath Dr. G. Stache übergab mir gleichzeitig einiges von ihm ebenfalls in Knochenbreccien gesammelte Materiale von Pola, von der Insel Lesina, von Sebenico, Oliveto und von Starygrad in Dalmatien, von Porto Crivizza und Balvanide auf Lussin und von Saone bei Verona.

Ferner übergab mir Herr Hofrath F. R. v. Hauer einen Pferdeschädel nebst Zähnen aus dem Löss von Nussdorf bei Wien zur näheren Untersuchung und Herr Prof. J. K. Maška übersandte mir eine Reihe von Pferdezähnen aus der Höhle Šipka bei Stramberg in Mähren.

In der Sitzung der k. k. geologischen Reichsanstalt vom 6. Mai l. J. erlaubte ich mir einen Theil der wichtigsten Resultate meiner diesbezüglichen, damals noch nicht völlig abgeschlossenen Untersuchungen, vorzulegen [1]).

Ich trenne die vorliegende Arbeit in zwei Theile: I. Fauna der Knochenbreccien Istriens und Dalmatiens und II. Equiden aus dem Löss von Nussdorf und aus der Šipkahöhle.

I. Zur Fauna der Knochenbreccien Istriens und Dalmatiens.

Unseren nördlichen diluvialen Spaltausfüllungen entsprechen die Knochenbreccien des Kalkgebirges im Küstenlande, in Dalmatien u. a.

[1]) Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt 1882, Heft. 9.

a. O. Während jedoch die ersteren lockere, selten etwas compactere Gebilde darstellen, sind die letzteren stets fest. Alle mir vorliegenden Knochenbreccien sind diluviale Spaltenausfüllungen, welche aus Fragmenten von Kalkstein und Knochen bestehen, die durch ein eisenreiches, roth bis gelblich gefärbtes thonig-kalkiges Bindemittel äusserst fest verkittet sind. Das Herausarbeiten eines Knochens aus einer solchen Breccie wird oft in Folge der Festigkeit der Masse ganz unmöglich. Das Bindemittel ist mit den Knochen und Zähnen so innig verbunden, dass bei mechanischer Bearbeitung früher der Zahnschmelz, ja der ganze Zahn in Trümmer gehen würde, bevor man ihn vom Bindemittelüberzug befreit. Das einzige Mittel im vorliegenden Falle, die Usurflächen der Zähne und diese selbst rein zu erhalten, bot die Behandlung mit einer Säure, und zwar wandte ich mit Vortheil verdünnte Salzsäure an. Freilich wurde dabei mitunter auch das Zahncement angegriffen, doch blieb der Zahnschmelz unverletzt und nur an einigen Stücken, welche durch einige Stunden lang mit der Säure behandelt werden mussten, um das Bindemittel von den Schmelzfalten wegzubringen, ist das Schmelzband an der Usurfläche einigermassen für das Auge bemerkbar, schwächer geworden. Die so gereinigten Zähne besitzen nunmehr ein Aussehen, als würden sie einem vor wenigen Tagen verstorbenen Thiere angehören.

Ich beginne die Besprechung der Fossilreste mit den Funden aus Pola in Istrien, denen ich die übrigen Funde anreihe, mit Ausschluss derjenigen von der Insel Lesina, welche ich in einer eigenen Unterabtheilung zusammenstelle.

Thierreste aus Pola in Istrien, aus Dalmatien und aus Saone.

Alle Fossilreste, bei denen nicht ein Fundort angegeben ist, es sind die zahlreichsten, stammen aus Pola.

Da die allermeisten hiehergehörigen Reste dem Genus *Equus* angehören, so beginne ich auch mit dieser wichtigen Gattung.

Equus Gray.

Bevor ich die bei Pola auftretenden Formen dieses Genus bespreche, ist es unbedingt nothwendig, einen kurzen Rückblick auf die Literatur dieser Gattung zu werfen.

Cuvier (Recher. s. l. oss. foss. Paris 1823) benannte einige quaternäre Reste des Pferdes mit „*Equus fossilis*“, welche Bezeichnung sich bei uns für diluviale Pferdereste bis auf den heutigen Tag erhalten hat, wohl der Bequemlichkeit wegen, ich selbst habe mich derselben noch vor Kurzem bedient.

Nordmann (Paläontologie Südrusslands, Helsingfors 1858) unterscheidet für das Diluvium: *Equus fossilis major* und *Equus fossilis minor*, eine, wie es sich heute zeigt, nicht unwichtige Andeutung, doch charakterisirt er diese beiden Formen nicht ausreichend und findet nur in der sehr bedeutenden Länge (Höhe) der Zähne der ersteren Form einen specifischen Unterschied, der bei vorgeschrittener Zahnusur nicht zu brauchen ist. Das kleinere Pferd verhält sich wie das Hauspferd.

Rütimeyer (Beiträge zur Kenntniss der fossilen Pferde u. s. w., Verhandl. d. naturf. Gesellsch. in Basel, 1863) lieferte die ersten wichtigen Beiträge zur Kenntniss der fossilen Ueberreste des Genus *Equus* in Europa. Derselbe bezeichnet das Pferd aus den vulkanischen Tuffen der Auvergne und aus einigen anderen Stationen mit dem Namen *Equus fossilis Owen* und sagt (S. 673): „Was Cuvier *Equus fossilis* nannte, verdient diesen Namen nicht, sondern nur den Namen „*Equus Caballus fossilis*", ebenso alle Pferdezähne aus Höhlen oder Kies, die man vom heutigen Pferde nicht unterscheiden kann und mit dem Namen *E. primigenius* oder *adamiticus* bezeichnet hat". Ueber *Equus piscenensis Gervais* aus dem Diluvium von Pézenas, ausgezeichnet durch ungewöhnlich schlanke erste Phalangen, über *Equus robustus Pomel* aus dem Diluvium der Auvergne (wohl theilweise zusammenfallend mit *Equus magnus* oder *Equus jujillacus Bravard*) und über *Equus plicidens Owen*[1]) mit starker Fältelung der Emailbänder, erlaubt sich Rütimeyer kein Urtheil, bemerkt jedoch (S. 690), dass er an recenten Pferdezähnen die Faltenbildung der Schmelzlinien soweit gehen sehe, als in der Zeichnung von *E. plicidens Owen*. Auch Nordmann zweifelt in seiner oben citirten Schrift (II. Th., S. 174) an der Selbstständigkeit dieser letzteren Pferdeform.

R. Owen (Description of the Cavern of Bruniquel and its organic contents. Philos. Transaction 1869) lieferte die nächste umfangreichere Arbeit über quaternäre Pferde und nannte das Pferd aus der bekannten Höhle von Bruniquel: *Equus spelaeus*, und zwar des Vorkommens wegen, da er selbst zum Resultate gelangte, dass sich die Zähne dieses Pferdes von *Equus Caballus* in der Gesammtheit nicht unterscheiden lassen. Owen gibt Abbildungen von zwei Varietäten, die eine mit längerem und schmälerem Innenpfeiler der oberen Backenzähne, die andere mit etwas kürzerem und breiterem Innenpfeiler. Es kommen übrigens sowohl in dieser Höhle, so wie in der Höhle von Thayingen einzelne Zähne vor, die bis an die Form von *Equus fossilis Owen* anstreifen.

Rütimeyer (Weitere Beiträge zur Beurtheilung der Pferde der Quartär-Epoche. Abhandl. d. Schweiz. paläontol. Gesellsch. 1875, V. II) führt in dieser späteren Abhandlung an, dass Cocchi schon früher ein Pferd aus dem lacustren Pliocen Piemont's und Toskana's mit *Equus Stenonis* bezeichnete, das mit seinem cisalpinen *Equus fossilis Owen* übereinstimmt und dessen Form er noch schärfer zum Ausdruck bringt. Rütimeyer schlägt deshalb vor, für dieses cis- und transalpine Pferd den Namen *Equus Stenonis Cocchi* beizubehalten. Dieses selbe Pferd wurde von Falconer *Equus Ligeris*, von Lartet *Equus arnensis* genannt und findet sich nach Cocchi hauptsächlich in dem unteren toskanischen Pliocen, seltener in dem mittleren, während in dem oberen ein Pferd vorwiegt, das von *Equus Caballus* nicht verschieden sei.

Aus einem höheren Horizont des Pliocen, nämlich aus den unteren Schichten vom Val di Chiana, in Maspino am Hügel dell' Olmo erwähnt Cocchi unter dem Namen *Equus Larteti* (auch *E. adamiticus*) eine Pferdeform, die dem heutigen Pferde näher steht, als

[1]) British Mammals pag. 293, Höhle von Oreston.

Equus Stenonis Cocchi. Aus einer Breccie von Olivola von geringerem Alter als das lacustre Pliocen des Val d'Arno benannte Major ein Pferd *Equus intermedius* in der Anschauung, dass dasselbe zwischen *E. Stenonis* und *E. Caballus* stehe, welche Anschauung auch Rütimeyer theilte.

Rütimeyer führt weiters an (S. 23), dass er dem Namen *E. Larteti* weniger Gewicht beilege, da er die dem Museum zu Florenz gehörigen Originalien, die diesem Namen zu Grunde liegen, nicht anders als *E. Caballus* nennen würde.

Dr. Forsyth Major (Beiträge zur Geschichte der fossilen Pferde insbesondere Italiens. Abhandlg. d. schweiz. paläontol. Gesellsch. Bd. IV. 1877, I. Th. und Bd. VII, 1880, II. Th.) lieferte eine weitere sehr wichtige und eingehende Arbeit über fossile Pferde. Derselbe berichtet (II. Th. S. 47), dass das pliocene Pferd des Val d'Arno, nämlich *Equus Stenonis Cocchi*, das sich durch die Gestalt des mittleren Innenpfeilers der oberen Backenzähne auf den ersten Blick vom *E. Caballus* unterscheidet und in dieser Beziehung an *Hipparion* erinnert, nicht identisch sei mit dem von Rütimeyer als *Equus fossilis Owen* bezeichneten Pferde der Auvergne, dem Rütimeyer jede Abweichung vom lebenden Pferde im Skelet abspricht, während Forsyth Major beim *Equus Stenonis Cocchi* nach einer sehr sorgfältigen Detailuntersuchung solche Abweichungen nachweist.

F. Major führt weiterhin an (S. 116), dass ihm Oberkieferzähne von der Beschaffenheit des *Equus Caballus* aus quaternären Ablagerungen vorliegen: von Sarteano bei Chiusi, von Maspino bei Arezzo, aus der Höhle Cardamone, von Olmo u. s. w.; es fallen somit die Bezeichnungen: *Equus Larteti Cocchi* sowie *Equus intermedius F. Major* für den Schädel von *Olivola* weg; letzteren vereinigt der Autor vorläufig mit *Equus Stenonis Cocchi* und hält die Ablagerungen, in denen er gefunden wurde, nicht für eine Knochenbreccie, sondern für pliocen.

Ober- und Unterkieferzähne eines Pferdes aus der Umgebung von Chiusi (Val di Chiana) und ein Schädel aus oberflächlichen Schichten von Faella bei Figline im oberen Arnothale, sowie ein Schädel aus eisenschüssigen Sanden des Val d'Arno, verdienen nach F. Major viel mehr die Bezeichnung „*intermedius*" wegen der in mancher Hinsicht intermediären Stellung derselben zwischen *E. Stenonis* und *E. Caballus.* Der Autor bezeichnet jedoch diese Form mit dem Namen *Equus quaggoides* wegen der Anklänge derselben an das Quagga. Ferner werden einige Oberkieferzähne besprochen, die wegen der sehr stark ausgesprochenen Curvatur der echten Molaren etc. einen eselartigen Habitus zeigen und sämmtlich kleiner sind, als die Zähne von *E. Stenonis* und *E. quaggoides.* Dann bespricht F. Major einige Oberkieferzähne aus verschiedenen Localitäten Italiens, die sich in die vorbesprochenen Gruppen nicht einreihen lassen und theils an *Equus Stenonis*, theils an *Equus quaggoides*, theils an *Equus fossilis* erinnern. Im Quartär von Arezzo kommen höchstens zwei Oberkieferzähne vor, die den Namen *E. Caballus* nicht verdienen.

Endlich führt F. Major ein quaternäres Pferd von Butri zwischen Arezzo und Quarata an, von welchem als Zeitgenossen des *Elephas*

antiquus, der sich in Italien bis in jüngere Ablagerungen erhalten zu haben scheint, vorerst nur das Unterkiefergebiss bekannt ist, und das die Mitte hält zwischen *Equus Stenonis* und *E. Caballus* von Arezzo, Cardamone etc., welches letztere Pferd einstweilen nicht zu unterscheiden ist vom lebenden Pferde. Das Unterkiefergebiss des Pferdes von Quarata nähert sich durch die Conformation der beiden mittleren Innenschlingen, sowie durch die Breite der einander zugekehrten Enden der Querthäler dem *E. Stenonis*; *Equus quaggoides* verhält sich in ersterer Beziehung ganz, in letzterer nahe wie *E. Caballus*. Leider ist dem Werke die Tafel VIII mit den Abbildungen der Unterkieferzähne von *E. quaggoides* nicht beigegeben.

Von den noch nicht durchwegs sichergestellten amerikanischen Formen des Genus *Equus* wollen wir hier vorderhand ganz absehen.

Wir hätten somit, von *Hipparion* absehend, vom fossilen Genus *Equus Gray* zu unterscheiden: *Equus Stenonis Cocchi* im Sinne F. Major's, ferner *Equus fossilis Owen* im Sinne Rütimeyer's, das sich im Zahnbau an *E. Stenonis* anschliesst, nach F. Major ebenfalls pliocänen Alters ist (Auvergne), wenn auch vielleicht aus einem höheren Horizont; nach Rütimeyer kommen Spuren eines Pferdes, das sich an *E. fossilis Owen* anschliesst, in den diluvialen Höhlen von Thayingen und Bruniquel vor. Ferner aus dem jüngsten Pliocän (und Uebergang zum Quartär?) in Italien das *Equus quaggoides Major*; weiters ein Pferd, das von dem heutigen „*Caballus*“ vorderhand sich nicht unterscheiden lässt; wir wollen dasselbe mit Rücksicht auf sein fossiles Vorkommen, um es dem recenten Pferde gegenüber stellen zu können, lieber mit dem von Rütimeyer, wie wir oben gesehen haben, vorgeschlagenen Namen *Equus Caballus fossilis Rütimeyer* bezeichnen, welche Bezeichnung derjenigen des *Equus spelaeus Owen* deswegen vorzuziehen ist, weil sich aus derselben auf den ersten Blick die Uebereinstimmung mit unserem heutigen Pferde erkennen lässt. Dieses *E. Caballus fossilis Rütimeyer* finden wir in unserem Diluvium sehr verbreitet. Endlich ist aus den Quartär von Butri bei Quarata das Unterkiefergebiss eines Pferdes bekannt, das F. Major zwischen *E. Stenonis Cocchi* und *E. Caballus fossilis Rütimeyer* stellt, dasselbe jedoch nicht näher benennt.

Eine ausreichende osteologische Charakteristik besitzen wir von keiner dieser Pferdeformen, am allerwenigsten von unseren lebenden Pferderassen. Doch ist der Unterschied in der Zahnbildung des Ober- und Unterkiefers zwischen *Equus Stenonis Cocchi* mit *Equus fossilis Owen* einerseits und *Equus Caballus fossilis Rütimeyer* anderseits, sowie zwischen diesen zwei Gruppen und *Equus quaggoides F. Major* hinreichend gekennzeichnet, um sie sicher von einander unterscheiden zu können. Alles Andere, was dazwischen liegt, ist noch unsicher und es wird noch eines reichen Materiales und eingehender vergleichender Studien bedürfen, bis wir in dieser Beziehung zu positiveren Resultaten, besonders mit Berücksichtigung der diluvialen Vorkommnisse und deren Beziehungen zu den lebenden Pferderassen, gelangen werden. Die oben genannten ausgezeichneten Arbeiten Rütimeyer's und Forsyth Major's

zeigen uns den Weg auf dem wir uns diesen Fragen nähern können. Mir scheint es, dass vor allem auch das Studium der Bezahnung und der Extremitätenbildung unserer lebenden Pferderassen einerseits, sowie die der afrikanischen und asiatischen wilden Equiden andererseits, fördernd in diese Untersuchungen einzugreifen, berufen sein wird.

Bevor ich mit der Besprechung des mir vorliegenden diluvialen Materiales beginne, sei nochmals darauf hingewiesen, dass alle Autoren darin übereinstimmen, die meisten hieher gehörigen Reste des Pferdes Europas seien gar nicht, oder vorderhand nicht von unserem „*Caballus*" zu unterscheiden, dass aber überall, in Italien, in Deutschland, in England, in Südrussland, auf mehr oder minder häufig vorkommende Abweichungen von der echten Caballusform hingewiesen wird. Daraus scheint hervorzugehen, dass, wie dies auch bezüglich anderer diluvialer Gattungen, z. B. *Ursus*, *Felis*, *Canis*, *Lupus*, *Vulpes*, *Cervus* u. s. w. der Fall ist, auch die Gattung *Equus* während der diluvialen Epoche durch mehrere Formen vertreten war, von denen wahrscheinlich einige als Stammformen für die Rassen unseres heutigen *Equus Caballus* anzusehen sein werden.

In der That lieferte auch die Knochenbreccie von Pola in Istrien ein so reichhaltiges Material an Pferderesten, dass ich nach sorgfältigen Detailstudien und Vergleichungen hier drei Formen zu unterscheiden gezwungen bin, die sich nicht auf Alters- oder Geschlechtsunterschiede zurückführen lassen und zwar: *Equus Stenonis affinis*, *Equus quaggoides affinis* und *Equus Caballus fossilis Rütimeyer*. Die ersteren zwei Bezeichnungen sollen besagen, dass ich die Reste dieser diluvialen Pferde in der Entwicklungsreihe dem *Equus Stenonis Cocchi* und dem *Equus quaggoides F. Major* anschliesse, ohne dass sie mit letzteren vollständig übereinstimmen.

Ich erlaube mir zu bemerken, dass ich bei meinen nachfolgenden Auseinandersetzungen in der Bezeichnung der Schmelzfalten und Thäler den grundlegenden Arbeiten Rütimeyer's folge, die Prämolaren und Molaren nach Hensel bezeichne, d. h. den letzten Prämolar mit p_1 u. s. w.

Equus Stenonis affinis.

Schädel mit Unterkiefer, *A*. Ein Breccienblock enthielt einen nahezu ganzen, seitlich stark zusammengedrückten Schädel, welchen ich soweit es ohne Beschädigung desselben möglich war, blosslegte.

Von der Kaufläche der Backenzähne des rechten Unterkiefers wurde das thonigkalkige Bindemittel mittelst der Säure soweit entfernt, dass alle drei Molaren und zwei Prämolaren sichtbar wurden (Taf. IX, Fig. 1), der p_3 fehlt. Molar 3 ist vollständig in Usur, und es nähert sich das Gebiss dem mittleren Stadium der Abtragung; die Zahnhöhe des m_1 und p_1 beträgt 76[1]). Die Cementmasse der Zähne ist besonders an den Aussenrändern durch die Säure etwas angegriffen, so dass die Schmelzbänder scharf hervortreten. Die beiden mittleren Innenschlingen *aa* sind an den Molaren durch eine weite abgerundete Bucht, wie bei *Caballus*, von einander getrennt und zeigen die aus-

[1]) Sämmtliche Masse vorliegender Arbeit sind in Millimetern ausgedrückt.

wärtsstrebende Form, wenn auch nicht in dem Masse wie bei letzterem, und sind auch symmetrischer geformt; am p_1 ist diese Bucht mehr spitz, und die beiden Schlingen nicht so stark auswärtsstrebend (am p_2 sind sie nicht sichtbar) also, mehr wie bei *E. Stenonis.* Das Fältchen *b* an der Aussenseite der hinteren Zahnhälfte ist an allen Zähnen deutlich und stark entwickelt. Die vorletzte der hinteren Innenschlingen *b b* zeigt, wie bei *Caballus* eine Längsausdehnung von hinten aussen, nach vorn innen an den Molaren, an den Prämolaren erstreckt sich dieselbe mehr der Längsaxe parallel wie bei *E. Stenonis* und zeigt vor dem Aussenrand sogar einen scharfen Winkel. Auf eine Eigenthümlichkeit erlaube ich mir aufmerksam zu machen, dass nämlich die von aussen eindringende mediane Falte nicht nur an Prämolaren, sondern auch an Molaren nicht zwischen die Innenränder der beiden Querthäler sich erstreckt, sondern an den Molaren nur bis zu dem Innenrande derselben reicht, ähnlich wie beim *E. Caballus* vom Monte verde bei Rom.

Die secundäre Fältelung der Querthäler, sowie die Breite der einander zugekehrten Enden derselben, besonders am p_1 und p_2, (doch nicht so breit wie beim Pferd von Quarata, dessen Zähne indes sich in vorgerückterem Usurstadium befinden), erinnern an *E. Stenonis*, ebenso die geräumige Weite der Querthäler und die nicht bedeutende Dicke des Schmelzbandes, sowie die nicht bedeutende Tiefe der Bucht zwischen der Innenschlingen *aa*. Da sich die Zähne nicht mehr im jugendlichen Stadium der Usur, sondern gegen die Mitte derselben befinden, so wären diese Eigenthümlichkeiten schwer dem *E. Caballus fossilis* zuzuschreiben, an dessen Zähnen sie in sehr jugendlichem Stadium der Abtragung vorkommen könnten.

Die Molaren steigen von unten bogenförmig nach vorn oben; p_2 steht mehr vertical und p_1 ist nur wenig im Sinne des m_1 gebogen, so dass sich zwischen beiden eine spitze dreieckige Lücke, mit der Basis nach der Wurzel zu, befindet.

Die Länge der Zahnkronen an der Usurfläche beträgt: p_2 32?, p_1 32, m_1 29, m_2 29, m_3 32. Horizontale Entfernung vom Hinterrande des m_3 bis zum Hinterrande des aufsteigenden Astes (nach dem Abdrucke gemessen) 145.

Von oberen Backenzähnen ist auf dieser rechten Seite des Schädels nur der innere Abdruck des m_2 von 80? Länge und der Abdruck des p_3 vorhanden.

Auf der linken Seite des Schädels ist im Unterkiefer von p_3 das Hinterhorn des Nachjochs und die sämmtlichen übrigen Backenzähne vorhanden und sichtbar doch nicht zugänglich. Von oberen Backenzähnen stecken nur Fragmente der inneren Schmelzbänder in den Abdrücken, alles Andere ist abgeschlagen. Vom oberen m_3 ist nur der innere Abdruck erhalten; dieser zeigt, dass der vordere Innenpfeiler *b* zwei Furchen und drei parallele Erhöhungen hatte, dass dieser Innenpfeiler von der Usurfläche bis zur Wurzel nahezu gleich breit verlief, dass er, wie dies auch am m_2 und am Abdruck des p_3 der rechten Seite zu sehen ist, eine mittlere Länge besass und ziemlich stark nach innen vorsprang.

Die Höhe der oberen Backenzähne, an den Abdrücken gemessen, beträgt: p_3 53, p_2 63, p_1 67, m_1 69, m_2 72, m_3 67.

Prämolar 3 steht schief von oben vorn, nach unten hinten, p_2 nahezu vertical, p_1 von oben hinten nach vorn unten gebogen, ebenso m_1; m_2 ist mehr gebogen und m_3 ist von oben rückwärts nach unten vorn stark convex gebogen. Am äusseren Abdruck des m_2 rechts ist zu sehen, dass die mittlere Aussenleiste stark nach aussen vorspringt und eine tiefe Bucht bilden hilft.

Der horizontale Ast ist auf der linken Seite unter dem m_1 87 hoch, doch erscheint er am unteren Rande verletzt und dürfte die Höhe von 90 erreicht haben. Auch der aufsteigende Ast ist auf dieser Seite am Hinterrande beschädigt, doch entspricht das Vorhandene der bedeutenden Ausdehnung nach rückwärts, die wir auf der linken Seite ermittelt haben. Ein Randstück des Winkels ist erhalten, ebenso der Abdruck des *proc. coronoid.* und *condyloid.*; der *proc. coronoid.* ist kurz; Entfernung vom m_3 bis zum Halbmond zwischen den beiden Fortsätzen 163.

Der Unterkiefer zeichnet sich also aus durch die bedeutende Breite des aufsteigenden Astes, die schon unterhalb des *proc. condyl.* in die Augen fällt, eine Eigenthümlichkeit, die an *E. Stenonis* und weiter an *Hipparion* erinnert. Auch der Hinterrand des aufsteigenden Astes scheint vom Condylus, soweit der fragmentarische Zustand einen Schluss erlaubt, zunächst senkrecht und erst später bogenförmig herabzulaufen wie bei *E. Stenonis*, während derselbe bei *Caballus* sofort bogenförmig verlauft.

Von Schädelknochen sind erhalten und sichtbar: Die beiden Nasenbeine mit abgebrochener vorderster Spitze; ein Theil der Stirnbeine. Die crista occip. ist verletzt. Die Nasenstirnbeinnaht liess sich constatiren. Von der Nasenbeinwurzel, d. h. von dem Punkte, wo die vier Nähte zusammentreffen, scheint sich die Schädelkapsel nach rückwärts durch etwas kürzere Dimensionen auszuzeichnen. Die Nasenbeine besitzen von diesem Punkte bis zur Stelle, wo sich dieselben von dem sich einschiebenden Fortsatze des Zwischenkiefers abheben, eine Länge von 168, die also sehr bedeutend ist. Die rückwärtige grösste Breite eines Nasenbeines beträgt 70, an einem mir vorliegenden recenten Schädel eines mittelgrossen Pferdes 56, am Schädel eines eilfjährigen englischen Vollbluthengstes (III 119 im k. k. Thierarzeneiinstitute Wien) 64, an einem Schädel eines dreijährigen Pinzgauer Hengstes (III 121, k. k. Thierarzeneiinstitut Wien), welcher den besprochenen fossilen Schädel sehr bedeutend an Grösse übertrifft, 79. Da die Nasenbeine des fossilen Exemplares auch weiter nach vorne entschieden breiter sind, als beim lebenden Pferde, so lässt dies auf ein sehr bedeutend entwickeltes Riechorgan schliessen. Der nach rückwärts zwischen das Nasenbein und das Oberkieferbein sich einkeilende Fortsatz des Zwischenkiefers ist ebenfalls sehr breit, nämlich 18, bei dem mittelgrossen recenten Pferde 10, auch reicht er bis zum Ende des p. 2, während er bei letzterem Pferde bis über die Mitte des p. 3 sich erstreckt.

Das Oberkieferbein ist in seiner hinteren Partie höher (breiter) als bei dem letztgenannten recenten Exemplare, die Höhe beträgt in

der Richtung der Jochbein- und Lacrimalnaht von der Kante des Jugale bis zum Punkte, wo die Nasal-, Lacrimal- und Maxillarnaht zusammentreffen, 83, bei obigen recenten Exemplaren 70; die Maxillarkante steht kaum höher als bei *Caballus*.

Bezüglich der Grube über dem *for. infraorb.*, welche Gaudry „*larmier*" nennt, lässt sich wenig Positives anführen, da diese Gegend zusammengedrückt ist; doch scheint diese Grube tiefer zu sein, als beim *Caballus*, scheint aber nicht so weit nach rückwärts zurückzureichen, wie bei dem pliocänen Pferde. Die Stirngegend scheint flacher zu sein als bei *Caballus*, wie dies nach F. Major auch bei *E. quaggoides* der Fall ist.

Andere Beobachtungen und Schlüsse, als die mitgetheilten, erlaubt der Erhaltungsszustand dieses Schädels nicht.

Unterkieferfragment mit Incisivtheil, H. Dieses sehr interessante Fragment, Taf. IX, Fig. 2 und 3, enthält rechts p_3, p_2 und p_1 mit dem darunter befindlichen unverletzten horizontalen Aste; der rechte Eckzahn ist abgebrochen, ebenso alle Incisiven bis auf incis. links; der linke Eckzahn ist ausgefallen. Grösse und Form der Zähne sowie die Grösse des horizontalen Astes harmoniren mit dem Unterkiefer am vorigen Schädel. Die Zähne schliessen sich auch hier dem Quarata-Pferde an. Dieselben befinden sich in einem vorgerückten Usurstadium, wohl über die Mitte desselben; p_1 dürfte 55 hoch sein. Die äussere mediane Falte ist noch breit, das Fältchen im Hintergrunde derselben ist besonders am p_1 und p_2 sehr deutlich, die Form der beiden inneren Schmelzschlingen *aa* von *E. Stenonis* kaum zu unterscheiden, die Bucht zwischen beiden ist spitz, sie streben weniger nach auswärts und sind gleichmässiger entwickelt. Das Schmelzband ist mässig stark, die secundäre Fältelung noch deutlich, wenn auch nicht mehr so stark wie am Schädel, wohl des vorgerückteren Stadiums der Abtragung wegen. Die Querthäler sind noch ziemlich weit und die einander zugekehrten Enden derselben am p_1 und p_2 noch sehr breit, wenn auch nicht in dem Masse wie am obigen Schädel. Von einem Wolfszahne p_4, dessen häufiges Vorkommen an recenten Schädeln des *E. Caballus* erst kürzlich Nehring[1]) nachwies, und die ich an recenten Pferdeschädeln des k. k. Thierarzeneiinstitutes auch nicht selten finde, ist keine Spur vorhanden.

Die Länge der Zahnflächen beträgt: p_3 37, p_2 31·5, p_1 30. Die Höhe des horizontalen Astes unter p_3 aussen beträgt 70, ist also nicht unbedeutend (beim Pinzgauer Hengst 90, beim englischen Hengst 58), zwischen p_1 und m_1 86, also nahe gleich wie am obigen fossilen Schädel, jedoch viel geringer als beim Pinzgauer Hengst (zwischen m_2 und m_3 106), bedeutender als beim englischen Hengst (zwischen m_2 und m_3 80). Entfernung vom Vorderrande des p_3 bis zum Hinterrande der Alveolen der mittleren Incisiven 124, nach F. Major beim quaternären *Caballus* 109, bei *E. Stenonis* 140 (bei dem mir vorliegenden mittelgrossen recenten Schädel 114, beim Pinzgauer Hengst 138, beim englischen Hengst 132). Das verletzte Corpus mandibulae ist ziemlich schmal und

[1]) Sitzungsberichte der Gesellsch. naturforsch. Freunde zu Berlin, 1882. Nr. 3 und 4.

vertical kräftig und hoch entwickelt. Die Incisiven sind schmal und schmächtig. Höchst interessant ist die Stellung der sehr kräftig entwickelten Eckzähne; der an der Wurzel abgebrochene rechte Eckzahn ist kräftiger als inc. $_3$ und steht dicht hinter demselben, als hätte man es mit einem vierten Incisiv zu thun. An den Abbildungen Owen's sehe ich nirgends eine solche Stellung des Canins; nahe an den Incisiven steht er beim Quagga und beim Esel.

Den vorstehenden Auseinandersetzungen zu Folge unterliegt es wohl schwerlich einem Zweifel, dass man die besprochenen zwei Reste *A* und *H*, welche ich mit „*Equus Stenonis affinis*" bezeichnete, der Formgruppe des pliocenen *Equus Stenonis Coçchi* anschliessen kann.

Hieher dürfte auch ein einzelner unterer Incisiv *H'* von kleinen Dimensionen gehören.

Equus quaggoides affinis.

Fragment des rechten Oberkiefers, *D*. Dieses Fragment, Taf. IX, Fig. 4 mit Maxillarkante enthält sämmtliche Backenzähne bis auf p_3. Vom letzten Molar ist die hinterste Partie noch nicht in Usur, sein Innenpfeiler ist noch inselartig isolirt. Die Zähne befinden sich also im ersten Stadium der Abtragung und gehören einem jüngeren Individuum an. Die Höhe des p_2 beträgt aussen 95, die des m_3 innen 98. Das Schmelzband ist ziemlich schwach und zeigt eine äusserst zarte, secundäre Fältelung, besonders an den einander zugekehrten Innenrändern der beiden Halbmonde, eine Erinnerung an *E. Stenonis*, wie dies F. Major auch von *E. quaggoides* anführt. Die Aussenränder der Zähne sind stark ausgebuchtet und die Rippen treten bedeutend nach aussen vor. Der Innenpfeiler *b* schliesst sich seiner Entwicklung nach dem *E. quaggoides F. Major* an; derselbe ist trotz des jugendlichen Alters, in welchem bekanntlich dieser Pfeiler, sowie der ganze Zahn mehr in longitudinaler Richtung (zur Längsaxe des Schädels) entwickelt erscheint, besonders an den beiden Prämolaren sehr kurz und ziemlich breit, an den Molaren wird er etwas länger, aber nicht in dem Grade, wie bei *Caballus*. Die Zähne, besonders die Prämolaren, reihen sich an die um ein wenig älteren, von F. Major (auf Taf. II, Fig. 2) abgebildeten Zähne des *E. quaggoides* aus Chiusi enge an, besitzen die Grösse und Ausdehnung in der Längsrichtung der vom selben Autor (Taf. II, Fig. 1) abgebildeten Zähne von Faella aus oberflächlichen Schichten des Val d' Arno, und ebenso stimmt damit der ziemlich lange Hals des Innenpfeilers, der Isthmus, überein, ferner das weite vordere Querthal α, die weite vordere Bucht des Innenpfeilers, die auch am m_1 und m_3 nicht spitz mündet, wie bei *Caballus* (am m_2 ist dieses Verhältniss undeutlich ausgedrückt). Doch ist der Isthmus an unserem Exemplare nicht so lang, als an den oben citirten Abbildungen des *E. quaggoides* F. Major's.

Einzelne dieser Erscheinungen könnte man dem jugendlichen Alter der Usur zuschreiben, doch zeigt der Verlauf des entblössten Innenpfeilers am p_2, wie aus Taf. IX, Fig. 5, ersichtlich, seiner ganzen Höhe nach das besprochene Verhalten; der Innenpfeiler ist am Wurzelende kaum merklich schmäler, verlauft also in gleichmässiger Ausdeh-

nung und hebt sich scharf vom Zahnkörper ab, wie dies auch F. Major's Abbildung des p_1 (Taf. II, Fig. 22) zeigt.

An den Molaren wird dieser Innenpfeiler länger, wenn auch nicht so lang, wie bei dem Pferde von Chiusi und von Faella. Auch die Lage des Isthmus am vorderen Drittel des Innenpfeilers stimmt mit den Abbildungen F. Major's überein. Der nach vorne gelegene Theil des Innenpfeilers nimmt wie beim Pferd von Chiusi vom p_2 nach m_3 stetig an Länge zu; der hinter dem Innenpfeiler gelegene Zahntheil *C* ist an der Innenseite länger, als bei *Caballus*, und sein schräger Verlauf, analog wie beim Chiusipferd, stärker ausgesprochen, als beim *Caballus*, daher sich der Innenpfeiler auch stärker abhebt.

Die beiden Aussenkanten sind an den Prämolaren breit und gefurcht, aber auch die Vorderaussenkante am m_1 und m_2 und die Mittelkante am m_3 sind ziemlich breit. Die innere Begrenzung des vorderen Halbmondes, welche bei *E. Stenonis Cocchi* mehr bogenförmig in das den Vorderrand des Zahnes bildende Schmelzband verlauft, ist hier wie beim Chiusipferd vom Vorderrande mehr winkelig abgesetzt und lauft mehr parallel zur Längsaxe.

Die Maxillarkante, welche beim *E. quaggoides* nach F. Major etwas höher steht, als bei *E. Caballus*, zeigt an unserem Exemplar dieses Verhalten nicht, dagegen reicht sie nach vorne wie beim Chiusipferd bis nahezu über die Mitte des p_1; an dem mir vorliegenden mittelgrossen recenten Schädel reicht dieselbe bis zum Hinterrande des p_1, scheint übrigens bei *Caballus*, wie schon F. Major bemerkte, diesfalls zu variiren.

Länge der Backenzähne an der Reibfläche gemessen:

	E. quaggoides affinis Pola	*E. quaggoides F. Major* Faella	Chiusi
p_2	31·5	30	31
p_1	30	30	29·5
m_1	28	25	27
m_2	29	26	27
m_3	29?	28·5	29

Den gegebenen Auseinandersetzungen zufolge kann ich nicht anders, als das besprochene diluviale Pferd dem pliocänen *E. quaggoides F. Major* unter obiger Bezeichnung anzureihen, wobei ich jedoch auf einen etwaigen genetischen Zusammenhang mit dem *Quagga*, worauf die von F. Major gewählte Bezeichnung für obiges pliocäne Pferd hinweist, hier nicht näher eingehen will.

Zwei Oberkieferzähne *D'*. Zwei zusammenhängende obere Backenzähne, p_1 und m_1, der linken Seite stimmen mit den eben besprochenen Zähnen vollkommen überein und dürften demselben Individuum angehören. Da die Innenpfeiler, welche ebenfalls scharf vom übrigen Zahnkörper abspringen, ihrer ganzen Höhe nach entblösst sind, liess ich dieselben auf Taf. IX, Fig. 6 abbilden; man sieht, dass dieser Innenpfeiler seiner ganzen Höhe nach gleichmässig entwickelt ist, ja am p_1 ist derselbe gegen die Wurzel zu fast breiter.

Rechter oberer Backenzahn *D''*. Ein p_1 der rechten oberen Seite (Taf. IX, Fig. 7) befindet sich in einem weit über die Mitte

der Abtragung reichenden Stadium, derselbe ist bis zur Wurzel 42 hoch und zeigt trotz dieses vorgerückten Usurstadiums die oben besprochenen Eigenthümlichkeiten: starke Ausbuchtung der Aussenseite, nicht dickes Schmelzband, noch immer bedeutende secundäre Fältelung, ein weites, schiefes, vorderes Querthal α mit Doppelfältchen, eine ziemlich weite vordere Bucht, einen langen Isthmus, welcher zugleich beweist, dass diese Eigenschaft am vorigen Exemplar nicht dem jugendlichen Zustande zuzuschreiben ist. Der stark hervortretende Innenpfeiler *b* ist etwas länger als bei *D*, aber ebenso lang, wie bei *D'* nahe seiner Wurzel.

Incisivtheil *D'''*. An diesem Fragmente ist links der erste Incisiv entwickelt, der zweite ist soeben durchgebrochen und der dritte im Durchbruch begriffen. Knapp hinten am letzteren sieht man die Spur eines sehr kleinen Eckzahnes. An der Aussenseite besitzen diese Zähne eine tiefe Furche. Ich vermuthe nur, dass dieses Fragment hieher gehören dürfte, da die Zähne für *E. Stenonis affinis* zu gross, für *Caballus* zu klein zu sein scheinen.

Equus Caballus fossilis Rütimeyer.

Unterkieferfragment *B*. Dieses Fragment der linken Seite enthält vier Backenzähne: p_3, p_2, p_1 und m_1 und zeichnet sich durch bedeutende Dimensionen, besonders durch die grosse Höhe des horizontalen Astes aus, welche unter p_3 75 übersteigt und hinter p_1 95 betragen dürfte.

Die Höhe der Zähne beträgt am p_3 (am Vorderrand) 65, aussen am p_2 95, am p_1 102, am m_1 100. Die Stellung der Zähne ist ähnlich wie an dem oben beschriebenen Schädel *A*; p_3 steigt von unten schief nach hinten, m_1 steigt von unten nach oben gebogen nach vorn, so dass zwischen ihm und dem p_3 eine Lücke nach der Wurzel zu entsteht; p_2 steht mehr vertical. Schon die sichtbaren hohlen Wurzeln des p_3, p_1 und m_1 verrathen den jugendlichen Zustand der Zähne, welcher Zustand auch an der Usurfläche, besonders des p_1 deutlich hervortritt; die Längen der Usurflächen sind: p_3 38, p_5 31, p_1 31, m_1 30.

Dieses Gebiss (vgl. Taf. X, Fig. 16 und 17) zeigt den echten Caballustypus. Das Schmelzband ist ziemlich stark; die mittleren ungleichen Innenschlingen *a a* sind sehr stark ausgebuchtet, streben nach auswärts, was man besonders an der entblössten Aussenseite deutlich sieht, und wenn auch die weite Bucht derselben am p_1 und p_2 einen spitzen Grund bildet, so ist dies nur Folge des jugendlichen Usurstadiums, gleichwie die Form der unter einem spitzen Winkel nach vorn aussen vorspringenden verletzten Falte *b b*, besonders am p_1; auch die etwas breite Innenwand des vorderen Querthales, die schwache Andeutung einer vorderen Aussenfalte *a'* am p_1, das lange und schmale Fältchen *b* der Aussenseite an den Prämolaren sind ebenfalls jugendliche Erscheinungen. An dem Molare dringt die mediane, ziemlich weite Aussenfalte zwischen die Innenränder der Querthäler; diese letzteren sind, besonders die des vorderen Querthales, an den Prämolaren noch etwas breit, doch nicht so breit, und die angedeutete secundäre Fälte-

lung nicht so stark, wie an den mehr abgetragenen Zähnen des obigen *E. Stenonis affinis*.

Von der linken Seite des Unterkiefers sind ferners vorhanden; ein p_1 *B'*, ein m_1 *B''* (Taf. X, Fig. 16 und 17) und ein m_3 *B'''*, welche wahrscheinlich demselben Individuum angehören.

Obere Backenzähne *B. o.* Ein oberer m_1 der linken Seite in sehr jugendlichem Stadium der Usur könnte ebenfalls denselben Individuen angehören. Sein langer und schmaler, mit drei Furchen versehener Innenpfeiler zeigt den echten Caballustypus (Taf. X, Fig. 1 und 2); an der Kaufläche sind die beiden Halbmonde noch nicht von einander getrennt; der Zahn ist aussen bis zur Wurzel 94 hoch. Der Innenpfeiler des Nachjochs *C* ist durch eine Falte theilweise abgeschnürt; die vordere Bucht vor dem vorderen Innenpfeiler zeigt im Hintergrunde ein zartes Fältchen.

Unterkieferfragment *C*. Dieses Fragment der linken Seite enthält die Backenzähne: p_2, p_1, m_1, m_2 und m_3, welche sich in einem über die mittlere Abtragung vorgerückten Usurstadium befinden (Taf. IX, Fig. 8). Die Form der beiden Innenschlingen *aa*, sowie das ganze übrige Gepräge der Zähne ist ausgesprochen caballusartig. Die mediane Aussenfalte ist sehr weit und dringt an den Molaren zwischen die Innenränder der Querthäler; das Fältchen *b* an der Aussenseite der hinteren Zahnhälfte ist an den Prämolaren sehr schwach, an den Molaren kaum noch angedeutet. Die Innenenden der schmalen Querthäler sind ebenfalls schmal und zeigen keine secundäre Fältelung, die vorletzte innere Schmelzschlinge von *bb* zeigt auch hier an den Molaren eine Längsausdehnung von hinten aussen nach vorne innen, dagegen an Prämolaren, wie bei dem vorigen jungen Individuum, mehr von hinten nach vorne. Das Schmelzband ist von der Säure etwas angegriffen, doch ist es noch immer beträchtlich dick.

Die Höhe der Zähne ist nicht messbar und dürfte zwischen 40 und 50 schwanken. Länge der Usurfläche: p_2 32, p_1 30, m_1 28, m_2 28, m_3 unvollständig.

Ein Fragment eines linken Unterkiefers *C'* mit p_2 und p_1 gehört einem zweiten Individuum an mit ebenfalls vorgerücktem Usurstadium. Die Zähne stimmen mit dem vorigen vollkommen überein.

Oberkieferfragment, links, *I*. Dasselbe enthält: p_1 m_1 m_2 und m_3 alle im mittleren Usurstadium, Taf. IX, Fig. 9, und dürfte zu *C* oder *C'* gehören. Ein Blick auf die sehr langen, wenig vom Zahnkörper abgesetzten Innenpfeiler, welche am m_2 und m_3 in ihrem Verlaufe sichtbar sind, und sich nach der Wurzel verschmälern, zeigt, dass eine Caballusform vorliegt. Diese Pfeiler sind übrigens ziemlich weit und abgerundet, am m_1 kürzer als an den beiden anstossenden Zähnen wegen der vorgerückteren Usur derselben. Das vordere Querthal α steht am p_1 nicht stark schräg und ist, so wie auch an den Molaren, sehr lang; der Isthmus ist kurz, die Bucht vor dem Innenpfeiler endet spitz, die noch immerhin etwas stärkere secundäre Fältelung ist jedoch nicht ungewöhnlich. Das Schmelzband, etwas angegriffen, ist mittelstark. Die Aussenkanten treten nicht stark hervor. Die Maxillarkante des Kiefers reicht nicht bis über die Mitte von p_1, sondern nur etwas über den

Hinterrand desselben. Die nicht gut messbare Höhe der Zähne dürfte bei 50—60 betragen.

Längen der Reibfläche: p_1 29, m_1 26, m_2 27·5, m_3 31.

Ein rechter p_3 *I'* mit 40 langer, in vorgerücktem Stadium befindlicher Usur dürfte demselben Individuum angehören.

Incisivzähne. Sehr wahrscheinlich gehören endlich hieher wegen ihrer bedeutenden Grösse einige Incisivzähne, deren Breitendurchmesser ich beifüge, oben: J_1 *r.* 22, *Jr*, *J.* 23, J_2 *r.* 25; unten: J_1 *r.* 21, J_1 *l.* 21.

Zu *Equus Caballus fossilis Rütimeyer* dürften die nachstehenden Fragmente der Extremitätenknochen ihrer bedeutenden Grösse wegen gehören; leider sind dieselben so defect, dass man eine sorgfältige Vergleichung der Gelenkflächen nicht vornehmen kann.

Ein Metacarpus, vollständig erhalten, jedoch mit verwischter proximaler Gelenkfläche. Derselbe ist 244 lang und sehr kräftig; grösste Breite der Diaphyse in der Mitte 41, Dicke daselbst 31, grösste Breite des unteren Gelenkes 56. Zu diesem Knochen gehört eine Phalanx *i*, welche mit demselben mechanisch verbunden war. Dieselbe zeichnet sich durch Kürze und eine bedeutende Breite aus; grösste Länge seitlich 90, grösste Breite des oberen Gelenkendes 64, des unteren 52?, Breite in der Mitte des Knochens 42, Dicke daselbst 29.

Vielleicht gehört zu obigen zwei Knochen auch ein kräftiges, vorderes Hufbein, dessen grösster Querdurchmesser 93 misst, die grösste Höhe des Knochens beträgt vom vorderen Gelenkfortsatze bis zum Grunde 44. Dieses Hufbein ist sehr schön geformt, kurz und hoch.

Ein kräftiges Ulnafragment ist so stark beschädigt, dass es gar keine Messung zulässt.

Endlich ist das distale Ende des linken Femur zu erwähnen, dessen grösster Durchmesser von vorn nach hinten 141, der Querdurchmesser 105 beträgt. Dasselbe zeigt Bissspuren.

Vorstehende Knochenreste könnten alle einem Individuum angehören. Dagegen besitzt ein Fragment eines rechten Beckenknochens mit verletzter Pfanne entschieden geringere Dimensionen und gehört einem mittelgrossen Pferde, vielleicht dem *Equus Stenonis affinis* an.

Diverse lose Zähne von *Equus Gray*.

Vom Unterkiefer. Fünf allem Anscheine nach zusammengehörige, jedoch nicht vom selben Individuum stammende Zähne *E*: p_3, p_1, m_2 rechts und m_3 links, ferner ein Keimzahnfragment vom m_2? links besitzen ein jugendliches Alter und fallen sofort durch ihre geringeren Dimensionen auf. Der p_3 und die beiden m_2, jedenfalls demselben Individuum angehörig, befinden sich im ersten Stadium der Usur, p_3 ist noch nicht vollständig in Usur. Höhe bis zur Wurzel: p_3 50, p_1 75, beide m_2 66; Länge der Kaufläche: p_3 34, p_1 33, m_2 30. Die sehr junge Usurfläche des p_3 zeigt ein weites hinteres Querthal mit breitem Innenende und ein sehr schwaches Aussenfältchen *b*; die vorletzte Innenschlinge *bb* ist zur Längsachse des Zahnes gestreckt, die Form der beiden mittleren Innenschlingen *aa* ist wie bei *E. Caballus*. Dieselben Eigenthümlichkeiten zeigt p_1; an beiden ist die secundäre

Fältelung sehr schwach; an den beiden m_3 verlauft das Schmelzband sehr einfach, wie an alten Caballuszähnen, das Aussenfältchen *b* ist kaum angedeutet. Der Eingang in das hintere Querthal ist an allen diesen Zähnen sehr weit.

Wenn diese Zähne allein in unserem Löss gefunden worden wären, würde ich sie der hier so häufig auftretenden kleineren Form des *E. Caballus fossilis* zuschreiben. Mit Rücksicht jedoch auf ihre Gesellschaft kann ich sie nur mit *Equus Gray, spec.*? bezeichnen und bemerke, dass sie, bis auf ihre Grösse, am meisten mit *Caballus* übereinstimmen, einen eselartigen Habitus besitzen, aber für „*hemionus*" doch zu gross wären.

Zwei Keimzähne m^1, *F*. Beide, einer von rechts, der andere von links, stecken in einem Kieferstück; die Usur hat an ihnen kaum begonnen. Die letzte Innenschlinge *bb* ist sehr in die Länge ausgezogen, so dass sie die Form des m_3 und ein schmales, langgestrecktes, milchzahnartiges Aussehen, besitzen; m_3 war offenbar noch nicht durchgebrochen. Am Wurzelende sind sie abgebrochen, im Ganzen 88 hoch. Man sieht deutlich, wie sich die letzte Innenschlinge gegen die Wurzel hin reducirt, d. h. kürzer wird, so dass das Wurzelende die normale Form eines Rechteckes besitzt; am m_3 wird diese letzte Innenschlinge gegen die Wurzel hin in der Richtung der Längsachse des Zahnes länger. Abgesehen von der Stellung im Kieferstücke, unterscheiden sie sich auch noch durch das bedeutend längere hintere Querthal vom m_3. Das Schmelzband ist nicht nur an der Usurfläche, sondern auch an dem Wurzelende sehr zart. Da dasselbe im hinteren Querthale des rechten Exemplares eine bedeutendere secundäre Fältelung zeigt, als beim linken, dürften sie doch nicht demselben Individuum angehören. Beide besitzen ein gleiches feines Aussenfältchen *b*, und die Form der beiden mittleren Innenschlingen mahnt an *E. Stenonis*, doch ist dies wohl die Folge des jugendlichen Zustandes. Das zarte Schmelzband und die Dimensionen erinnern an die Zähne des oben beschriebenen Schädels von *E. Stenonis affinis*, doch getraue ich mir nicht, dieselben definitiv dorthin zu stellen.

Vom Oberkiefer. Das zuletzt Gesagte gilt auch von vier Keimzähnen *F'* des Oberkiefers, nämlich m_1 rechts und links und m_2 rechts und links, die wohl nur einem Individuum angehören. An dem m_1 sind nur die Spitzen der Zahnkrone angekaut, am m_2 sind sie noch unverletzt. Die Innenpfeiler sind an allen Exemplaren ziemlich kurz und verlaufen gleichmässig.

Drei obere kräftige Backenzähne *L* gehören einem anderen Individuum an, es ist ein Prämolar und die zwei mit einander verbundenen m_2 und m_3, alle von der rechten Seite. Dieselben befinden sich im ersten Stadium der Usur, am m_2 ist *C* noch als Insel isolirt; leider sind die Innenpfeiler am Prämolar und am m_2 verletzt, doch sieht man am Prämolar, dass der Innenpfeiler ziemlich kurz und der Isthmus an diesem Zahn sowie am m_3 etwas lang ist. Die Aussenkanten sind kräftig, die Fältelung des Schmelzbandes an der Usurfläche jedoch einfach.

In einem sehr jugendlichen Stadium der Abtragung befinden sich drei, wahrscheinlich einem Individuum angehörige kräftige Zähne *K*, ebenfalls der rechten Seite, nämlich ein Prämolar, der kaum angekaut

ist, und die mit einander verbundenen m_2 und m_3. Am Prämolar und am m_3 ist wohl der Isthmus etwas lang, doch sieht man deutlich, dass dies blos ein jugendlicher Zustand ist. Da die Innenpfeiler ziemlich lang und schmal sind, so dürften die Zähne wohl zu *E. Caballus fossilis Rütimeyer* zu stellen sein. Der Innenpfeiler zeigt eine Furche, doch nicht so stark vertieft wie an dem von F. Major abgebildeten Exemplare aus dem Florenzer Museum (T. II, Fig. 4), auch springen die Aussenkanten erst höher so stark hervor wie an dem Florenzer Exemplare; m_2 ist aussen 95 lang.

Incisivzähne. Von Milchzähnen sind merkwürdigerweise nur zwei Stück Incisive vorhanden. Ferner liegen zwei Fragmente von mittleren Keimincisiven vor. Die Zugehörigkeit dieser Milchzähne, sowie der Keimincisiven ist selbstverständlich fraglich.

Weitere Betrachtungen über die im Vorstehenden besprochenen Equusformen folgen im II. Abschnitte dieser Arbeit.

Bos Linné.

Ein oberer rechter m_1 oder m_2 *A* mit 29 langer und 22 breiter Usurfläche besitzt eine schwache, runde, accessorische Innensäule, welche an der mässig abgetragenen Usurfläche noch nicht mit dem Zahnschmelz verbunden ist. Dieser Eigenschaft wegen, sowie wegen des mehr quadratischen Umrisses, der geringen Entwicklung der Aussenfalten und der geringeren Grösse des Zahnes wegen dürfte derselbe zu *Bison priscus Rütimeyer* zu stellen sein. Derselbe stimmt in Grösse und Form mit zwei Molaren derselben Species aus Lesina, welche auf Taf. X, Fig. 24 und 25, abgebildet sind, überein.

Hieher dürfte auch das Fragment eines linken Unterkiefers *A'* mit m_2, m_3 und dem Innenabdruck des m_1 gehören. Auch diese Zähne sind ziemlich klein, an der Usurfläche ist m_2 30, m_3 40 lang; m_3 zeigt an der Basis des Zahnes eine sehr schwache accessorische Innensäule; auch am m_2 und m_1 scheint dieselbe, so viel man an dem Fragmente wahrnehmen kann, sehr schwach entwickelt zu sein. m_3 sieht diesbezüglich sehr ähnlich und in Grösse gleich der Abbildung Cornalia's[1]) Pl. XXVII, Fig. 2 vom „*Bos de la lignite de Leffe*". Ich bemerke, dass die Abbildungen Nordmann's[2]), T. XVIII, und Rütimeyer's[3]), T. I, Fig. 23, von *Ovibus moschatus* dieselbe Grösse besitzen und dass nach Rütimeyer (S. 91, Anmerkung) bei *Ovibus moschatus* diese accessorische Innensäule nicht vorkommt; doch besitzt die Kaufläche der Abbildung eine mehr gestrecktere Form, als unser Zahn.

Ein Astragalus von 76 grösster Länge und 52 grösster Breite dürfte ebenfalls hieher zu stellen sein.

Eine Reihe anderer Reste zeichnet sich durch grössere Dimensionen aus: zwei Keimzähne, obere Molaren *B*, und zwar m_1 oder m_2

---

[1]) Monogr. des vertébrés foss. de Lombardie (Stoppani Palaeontolg. Lombard.) Mailand 1858—71.

[2]) Paläontologie Südrusslands. Helsingfors 1858.

[3]) Versuch einer natürlichen Geschichte des Rindes. Neue Denkschr. d. allg. Schweiz. Gesell. für gesammt. Naturw. B. XXII. Zürich 1867.

und m_3 (Taf. X, Fig. 21), welche grösser sind, als die vorigen, stärker hervortretende, kräftige Aussenfalten und eine stärkere accessorische Innensäule besitzen, die am m_3 in der Mitte des Zahnes allerdings noch nicht mit diesem verbunden ist, werden wohl dem *Bos primigenius Boj.* zuzuschreiben sein. Länge des vorderen Molars an der Krone 34, des m_3 37.

Derselben Species gehören die nachstehenden Skelettheile an:

Fünf sehr kräftige, grösstentheils verletzte Wirbel und zwar ein Cervical-, drei Dorsal- und ein Lumbricalwirbel; die Dornfortsätze und Apophysen sind abgebrochen oder verletzt. An einem mittleren Dorsalwirbel misst der Wirbelkörper hinten 55 in der Höhe, 80 in der Breite und ist unten 67 lang, die hintere Oeffnung des Markcanales quer 43, vertical 23.

Ein sehr kräftiger Astragalus ist 89 lang und 57 breit. Ein sehr unvollständiges Fragment des proximalen Endes des linken Humerus besitzt einen Längsdurchmesser (vorn-hinten) von 140; das distale Ende eines linken Femur lässt keine Messung zu, besitzt aber dieselben sehr bedeutenden Dimensionen, wie der vorstehende Humerus.

Endlich ist die distale Hälfte einer rechten *Tibia* mit derselben Dimension anzuführen, die Diaphyse derselben ist in der Mitte 62 breit, 46 dick und das distale Ende 87 breit.

Das Fragment eines Stirnzapfens, welcher im Querschnitt oval und kräftig gebaut ist, besitzt keine bedeutende Krümmung und war jedenfalls kurz; der grösste Querdurchmesser beträgt 82, die Dicke 63. Dieser Stirnzapfen dürfte dem *Bison priscus Rütimeyer* zuzuschreiben sein.

Zu *Bos* gehört noch ein linkes Stirnbeinfragment *B. l.*

Von Starygrad in Dalmatien liegen aus der Knochenbreccie zwei Zahnfragmente *o. l.* von *Bos* vor.

Cervus elaphus Linne?

Ein Fragment eines linken Unterkiefers *A. l.* (Taf. X, Fig. 22) verräth die Grösse eines Thieres, die an *Alces* mahnt; es sind p_1, m_1, m_2 und m_3 vorhanden, welche nacheinander die nachfolgenden Kauflächenlängen besitzen: 21, 26, 29, 33. Da das Schlussjoch am m_3 noch nicht in Usur ist, so gehört das Fragment einem erwachsenen, nicht alten Individuum an. Der *Cervus*-Charakter geht aus Folgendem hervor:

Das hintere Querthal (Marke) ist am m_2 nach Innen offen, das vordere geschlossen (Rütimeyer, Beiträge z. Kennt. fossiler Pferde, S. 605). Allerdings ist das vordere Querthal am m_2 auch noch offen (wie bei *Alces*), dies ist hier jedoch Folge des jugendlichen Stadiums der Abtragung des Zahnes; am m_1 sind bereits beide Querthäler nach Innen geschlossen; am p_1 ist das hintere verkürzte Querjoch *B* nicht isolirt, wie bei *Alces*, sondern mit dem Vorderjoch so verschmolzen, dass zwei, nach Blasius[1]) für *Cervus* charakteristische, schmale Schlingen von innen nach aussen eindringen, während am Vorjoch nur

[1]) Fauna der Wirbelth. Deutschlands, Braunschweig 1857.



eine Schlinge eindringt und nach rückwärts einen Halbmond bildet. Die vorderste der beiden Innenfalten *a a* zeigt in der Mitte eine Abschnürung, wie eine solche an der Zeichnung Rütimeyer's von *Cervus elaphus* (Taf. II, Fig. 22 B. z. P. f. Pferde) nicht ersichtlich ist. Alle drei Molaren besitzen an der Aussenseite eine kurze, frei stehende Basalwarze *x*.

Da das vorliegende Fragment der Form nach mit *C. elaphus* übereinstimmt, kann ich dasselbe trotz seiner Grösse und trotzdem ein *C. elaphus* normaler Grösse in den Knochenbreccien vorkommt, nur mit *Cervus elaphus L.?* bezeichnen, und bemerke, dass Nordmann in seiner Paläontologie Südrusslands aus dem Diluvium von Neubay einen Hirsch unter der Bezeichnung „*Cervus fossilis elapho multo major*" beschreibt, der grösser ist, als *Alces*.

Wahrscheinlich zu demselben Individuum gehört ein Fragment eines rechten Unterkiefers *A. r.* mit drei Molaren von derselben Beschaffenheit. Ferner liegen zwei Milchzähne vor, wie es scheint, d_3 rechts und d_2 links.

Ein *Cranium* eines männlichen Thieres *A* zeichnet sich ebenfalls durch seine bedeutende Grösse und Stärke aus. Leider ist dasselbe schlecht erhalten. Es misst vom Rand der steil abfallenden Stirne bis zum Hinterhauptkamme 130; die schmalste Stelle desselben ist 115 breit; die Höhe vom Occip. Kamm bis zum oberen Rande des for. magn. beträgt 65.

Die distale Hälfte eines rechten Humerus *A''* besitzt ebenfalls sehr bedeutende Dimensionen: grösster Durchmesser der Diaphyse in der Mitte 50, grösste quere Breite der Rolle 80, grösste Dicke derselben 55.

Von Cerviden liegen aus Knochenbreccien anderer Stationen noch vor:

Von *Cervus elaphus L.* aus Saone bei Verona ein rechtes Unterkieferfragment mit verletzten p_1, mit m_1 und m_2; die Zähne stimmen in Form und Grösse mit unserem Edelhirsch vollkommen überein (m_1 22, m_2 24), auch der ziemlich starke horizontale Ast hat dieselbe Grösse. Ferner gehören hieher zwei einzelne Molaren aus Oliveto und ein Prämolar aus Starygrad in Dalmatien.

Von *Cervus dama L.* liegt eine Reihe von Zähnen und Fragmenten aus Sebenico in Dalmatien vor. Ein linkes Unterkieferfragment (Taf. X, Fig. 23) mit d_1, m_1 und durchbrechendem m_2 (die Krone des m_1 ist 15·5 lang, der horizontale Ast unter dem m_2 24 hoch) kann wohl bestimmt dieser Species zugeschrieben werden: ebenso eine untere m_2 oder m_3 rechts mit 18·5 langer Kaufläche und starker Basalwarze, ein lädirter Molar, ein stark abgetragener rechter unterer Molar in einem Stück Kiefer steckend, zwei stark beschädigte untere Molaren und ein stark abgetragener Prämolar. Von oberen Zähnen sind hierher zu stellen ein rechter Prämolar und ein lädirter Molar. Alle diese Zähne sind kräftig gebaut.

Auch ein rechter Incisiv 3 ist etwas stärker als beim lebenden Damhirsch, doch hat er die Form des *Cervus dama*; dasselbe gilt von einem distalen Ende eines linken Humerus.

Hierher dürften einige Zahnfragmente von Porto Crivizza und einige Extremitätenfragmente von Balvanide, beide von der Insel Lussin, gehören.

Gulo borealis Nilss.

Ein Schädel dieses Thieres lag unter den vom Herrn Oberbergrath Dr. G. Stache gesammelten Resten aus einer Knochenbreccie Istriens, und zwar, wie mir Herr Dr. Stache mittheilte, wahrscheinlich aus Pola.

E. T. Newton beschreibt im „Geological Magazine" D. II. V. VII. 1880 aus angeblich präglacialen „Forest Bed"-Lagern Englands ein Unterkieferfragment mit dem Fleischzahn und dem letzten Lückenzahn unter dem Namen *Gulo luscus L.* Ich erlaube mir bei dieser Gelegenheit zu bemerken, dass Linné den Vielfrass in Zool. I, *Mustela Gulo* und in Syst. Nat. XII *Ursus luscus* benannte; ich glaubte die gebräuchlichere Benennung *Gulo borealis Nilss.* behalten zu sollen.

Der Schädel ist seitlich gequescht, an der Stirne und an der rechten Schläfe beschädigt und besitzt die beiden Unterkiefer. Es sind alle Zähne im Ober- und im Unterkiefer vorhanden, doch sind sie stark beschädigt. Der Schädel ist etwas länger und kräftiger als der des recenten Thieres, aber nicht so gross wie das aus der Bycí Skála-Höhle in Mähren stammende, im Besitze Wankel's befindliche Exemplar. Die nach hinten vorspringende Kante der *crista occip.* ist beschädigt. Von der linken Seite besehen, hat der Schädel die diesem Thiere eigenthümlichen Umrisse, im Profil stark gebogen, die Stirn über das Hinterhaupt und den Nasenrücken vortretend; mit ziemlich starkem Kamm. An dem äusseren rechten Vorderzahn sieht man deutlich die Lappen, und am unteren Canin, dass er deutlich gekantet ist. Von den unteren Lückenzähnen sieht man die drei hinteren, der vorderste ist durch den Eckzahn des Oberkiefers verdeckt; diese Lückenzähne besitzen je einen breiten kegelförmigen Zacken ohne Nebenhöcker, die Basis derselben ist breit. Von unterem Fleischzahn ist nur die Kronbasis sichtbar, ebenso vom rechten kleinen Höckerzahn, welcher etwas länger als breit ist. Im Oberkiefer ist nur die Zahnkrone des letzten Lückenzahnes rechts erhalten, welche kurz, breit und kräftig ist. Die Zahnkronen der oberen Fleischzähne sind abgebrochen, doch sieht man den kräftigen inneren Ansatz derselben. Die oberen Höckerzähne sind in die Quere gestellt, wie bei den Musteliden, und sehr breit.

Der Unterkiefer ist grösser und kräftiger, der Fleischzahn länger als an dem von Newton beschriebenen Exemplare aus dem Forest Bed, welches Fossil mit einem recenten Exemplare im Museum „of the Royal College of Surgeons" nahezu gleich gross ist. Grösser ist nach Newton ein recentes Exemplar im Brit. Mus.; am grössten und stärksten ist ein fossiles Exemplar aus der Höhle Plas Heaton, mit dem unser Exemplar übereinzustimmen scheint.

So viel man an dem vorliegenden Schädel wahrnehmen kann, scheint sein unterer Fleischzahn hinten einen viel längeren Basalanhang zu besitzen, als dies bei recenten Thieren der Fall ist. Trotz alledem glaube ich wohl diesen Schädel mit *Gulo borealis Nilss.* und nicht mit *Gulo spelaeus Goldf.* bezeichnen zu müssen.

Es liegen somit aus der Knochenbreccie Istriens, vornehmlich Pola's, die nachstehendem Thierreste vor: *Equus Stenonis affinis Woldr*, *Equus quaggoides affinis Woldr.*, *Equus Caballus fossilis Rütimeyer*, *Equus Gray spec.?*, *Bison priscus Rütim.? Bos primigenius Boj.? Cervus elaphus L.?* „sehr grosse Form" und *Gulo borealis Nilss.* Ferner aus der Knochenbreccie von Saone bei Verona *Cervus elaphus L.* und aus jener von Sebenico in Dalmatien *Cervus dama L.*

Es sind dies fast durchwegs grosse Pflanzenfresser, deren Vertilger in benachbarten Höhlen zu suchen sein werden. Das interessante Vorkommen von *Gulo borealis* mahnt an die Glacial-Fauna; während und seit der Zeit derselben, also seit der Glacialzeit dürften sich im Laufe der langen diluvialen Epoche die übrigen Reste in den Breccienspalten angesammelt haben und vielleicht mehreren der von mir für die diluviale postglaciale Zeit aufgestellten Faunen angehören [1]). Nicht unerwähnt darf bleiben, dass diese Pflanzenfresser zu jener Zeit auch die Existenz ausgedehnter Weideplätze in der Gegend ihres jetzigen Fundortes voraussetzen. Auf das Vorkommen der interessanten Pferdeformen werde ich in meinem nächsten Aufsatze zurückgreifen.

Thierreste von der Insel Lesina.

Equus Caballus fossilis Rütimeyer.

Ein Fragment eines linken Unterkiefers enthält m_1, m_2 und m_3 im vorgerückten Stadium der Abtragung. Die Zähne stimmen in Gestalt der Schmelzbänder und Schlingen, sowie bezüglich der Dimensionen mit den Resten *C.* dieser Pferdeform aus Pola überein. Die Höhe des horizontalen Astes unter dem m_3 beträgt über 136, ist also sehr bedeutend.

Im selben Stadium der Usur befindet sich ein m_1 links eines zweiten Individuums; ein p_1 oder p_2 rechts dürfte zu obigem Unterkiefer gehören; ein weniger vorgeschrittenes Stadium der Abtragung zeigt ein p_2 rechts, der noch ein weites, vorderes Querthal mit breitem Innenende zeigt, doch nicht die secundäre Fältelung besitzt wie die Reste *B.* aus Pola.

Von oberen Zähnen ist nur ein p_1 oder p_2 links mit vorgerücktem Usurstadium vorhanden, mit langem, etwas breitem, nach der Wurzel zu schmäler werdendem Innenpfeiler und ausgesprochener Caballusform; derselbe dürfte zum obigen Unterkiefer-Fragmente gehören.

Ausserdem liegt noch ein Fragment eines unteren Keimzahnes vor, sowie ein Fragment eines rechten Femur von mittlerer Stärke.

Bos Linné.

Ein linkes Oberkieferfragment, Taf. X, Fig. 24 und 25, enthält den m_2 und m_3; m_1 ist an der Wurzel abgebrochen. Die Länge der

---

[1]) Diluviale Fauna von Zuzlawitz, Sitzb. d. kais. Acad. d. Wiss. Wien. Bd. LXXXII. 1880 und Bd. LXXXIV, 1881. Ferner: Diluv. Faunen Mitteleuropas und eine Sareptaner Steppenfauna. Mitth. der Anthropol. Gesell. Wien, Bd. XI. (Neue Folge Bd. I.) Heft III, 1882.

Kaufläche beträgt am m_2 31, am m_3 30, die Breite am m_2 22, am m_3 21. Beide Zähne sind ziemlich abgekaut; am m_2 ist die accessorische Innensäule mit dem Zahnschmelz verbunden, am m_3 ist dieselbe an der Kaufläche noch isolirt. Diese Zähne stimmen mit dem aus Pola beschriebenen Zahne *A* so sehr überein, dass sie gewiss derselben Form angehören, also wahrscheinlich dem *Bison priscus Rütimeyer.*

Cervus elaphus L.?

Ein Fragment des rechten Unterkiefers mit allen drei Molaren gehört derselben grossen Form an, die wir aus Pola unter dem Zeichen *A. l.* und *A. r.* beschrieben haben. Die Zähne zeigen genau dieselben Eigenthümlichkeiten, besitzen dieselbe Grösse und auch zufällig dasselbe Altersstadium; nur sind die Basalwarzen etwas länger am vorliegenden Exemplare und der horizontale Ast ist etwas schwächer; derselbe ist unter dem m_3 32 dick (A. r. Pola 35) und innen zwischen m_2 und m_3 48 hoch.

Demselben Thiere gehört wahrscheinlich ein leider sehr defectes Geweihfragment an, das der Längsachse nach abgebrochen ist; doch nimmt man an dem einen Ende die runde Form desselben wahr; das Fragment entstammt der Mitte der Stange und ist äusserst kräftig.

Cervus (dama L.?)

Ein rechtes Oberkieferstück mit halbem p_1 und den drei Molaren, m_3 noch gar nicht, m_2 wenig angekaut, getraue ich mir nicht zu *Cervus elaphus* zu stellen, da die Zähne kleiner sind als beim lebenden Hirsch mittleren Wuchses, aber auch nicht ganz sicher zu *Cervus dama*, da die Zähne ziemlich grösser sind als bei dem lebenden Damhirsch. Die Länge der Kauflächen beträgt am m_1 20, m_2 18, m_3 23. Die mehr schiefe Stellung der Zähne würde für *C. elaphus* sprechen.

Demselben Thiere gehört wohl ein sehr unvollständiges Fragment des rechten Unterkiefers mit stark verletztem m_2 und m_3. Die Länge der Kaufläche des m_2 beträgt 19 (*Cervus dama* bei Cornalia Pl. XXVI, Fig. 2: 17 im Text 18), m_3 26.

Dagegen stimmt ein 1. oder 2. Milchzahn mit der Grösse von *Cervus dama* überein.

Rhinoceros Merckii Jaeger?

Ein oberer m_1 links, Taf. X, Fig. 26, ist so gross wie in Giebel's[1]) Abbildung des *Rh. tichorhinus* aus dem Diluvium von Obergebra, Taf, III, Fig. 2, nur ist die Abtragung etwas weniger vorgeschritten. Das von innen eindringende Querthal ist mit der mittleren Grube durch einen sehr schmalen Spalt verbunden; die Form dieser Grube ist insoferne anders, als sie nicht durch eine von aussen vorn schief eindringende Falte, sondern von der Vorderwand des Querthales begrenzt wird; dafür zeigt die Grube vorn ein sehr kleines eindringendes Fältchen. Der dreiseitige Ausschnitt im hinteren Thale der

---

[1]) Beiträge zur Osteologie von Rhinoceros. Jahrb. d. naturw. Vereines in Halle 1850.

Krone ist noch offen. Die Vorderfalte der Aussenwand tritt nicht wie an dem Exemplare von Obergebra stärker nach aussen vor, als die hinteren, dafür mehr nach vorne. Der vordere und der hintere Basalwulst sind kräftig.

Dieser Zahn ist kleiner als der von Nordmann a. o. a. O. auf Taf. XIX, Fig. 1, abgebildete von *R. tichorhinus*, welcher übrigens bezüglich der Form mit Giebel's Abbildung übereinstimmt.

Grösste Länge der Zahnkrone (vorn-hinten) 50, grösste Breite 54.

Ein Fragment des linken Unterkieferastes, Taf. X, Fig. 27, enthält den 2., 3., 4. und 5. Backenzahn, der zweite und fünfte sind verletzt. Grösste Länge der Zähne an der Basis: p_3 29, p_2 32, p_1 36, m_1 34?; grösste Breite: p_3 16?, p_2 23, p_1 25, m_1 28.

Diese Zähne sind somit ebenfalls nicht besonders gross, und da die Usur derselben nicht stark vorgeschritten ist, so dürfte der Unterkiefer demselben Individuum angehören, wie der obige Backenzahn.

An Grösse kommen die Zähne gleich Nordmann's Abbildung des *Rh. intermediatus* aus Bessarabien, Taf. XIX, Fig. 3, auch hier ist die Länge derselben bedeutender als die Breite. Leider ist an unserem Exemplare der horizontale Ast nicht vollständig erhalten, doch scheint derselbe nicht so stark zu sein, wie bei *Rh. tichorhinus*.

Da der obere Backenzahn an den Schmelzwänden weniger deutlich gestreift ist, die Schmelzwände nur geringere Dicke besitzen und sich bei fortschreitender Usur wohl nur zwei Schmelzringe entwickeln würden, da ferner an den unteren Backenzähnen die äussere Fläche der vorderen Kronhälfte schmäler ist, als die hintere (bei *R. tichorhinus* ist sie breiter als die hintere), bin ich, den von J. F. Brandt[1]) angegebenen Zahnunterschieden nach, geneigt, die vorstehenden Reste lieber zu *Rhinoceros Merckii Jaeger* zu stellen, obwohl die Zähne nicht gross und an der inneren Kronfläche nicht stärker angeschwollen sind und die vordere äussere Hälfte der Zahnkrone der unteren Zähne nicht stark gewölbt erscheint. Diese Species würde auch mit der Ansicht Forsyth Majors[2]) übereinstimmen, nämlich, „dass die sämmtlichen aus den von ihm erwähnten quaternären Ablagerungen Italiens stammenden Reste zu *Rh. hemitoechus Falconer* (= *Rh. Merckii Jaeger*) gehören, da ja in Italien und in Dalmatien analoge Verhältnisse geherrscht haben dürften.

Endlich ist aus Lesina ein Steinkern eines Schädels, wahrscheinlich eines mittelgrossen Raubthieres vorhanden.

Es liegen also von der keineswegs grossen Insel Lesina aus der Knochenbreccie vor: *Equus Caballus fossilis Rütimeyer*, und zwar von mehreren Individuen verschiedenen Alters; *Bison priscus Rütimeyer?*, *Cervus elaphus L.?*, ein sehr grosser Hirsch; dann ein *Cervus*, etwas grösser als der heutige Damhirsch und *Rhinoceros Merckii (?)*, also fünf grosse Pflanzenfresser. Diese stimmen zumeist mit den bei Pola und

[1]) Mém. d. l'Acad. imp. des scienc. de St. Petersbourg 1877. Versuch einer Monographie der tichorhinen Nashörner.

[2]) Verhandlungen der k. k. geolog. Reichsanstalt 1874, Nr. 2.

theilweise an einigen Punkten Dalmatiens gefundenen Resten überein. Da diese grossen Pflanzenfresser unmöglich auf dieser Insel ihren Lebensunterhalt finden konnten, so ergibt sich von selbst, dass diese und mit ihr die meisten dalmatinischen Inseln noch während der Diluvial-Epoche mit dem gegenüberliegenden Festlande Dalmatiens verbunden waren. Ich habe schon im Jahre 1873 Herrn Dr. Bulat gegenüber die Ansicht ausgesprochen, dass der grösste Theil des kohlenführenden eocänen Beckens von Spalato unter dem Meere liegt. Diese Erscheinung stimmt überein mit der von Wallace[1]) ausgesprochenen Ansicht, dass noch während der Postpliocänperiode eine Verbindung Südeuropas und Nordafrikas mindestens an zwei Stellen, über die Insel Malta und bei Gibraltar stattgefunden haben muss, was Wallace aus dem Vorkommen von Resten grosser Säugethiere auf der Insel Malta und in den Höhlen Gibraltars schliesst.

Da nun die vorbesprochenen Funde beweisen, dass auch die dalmatinischen Inseln zu jener Zeit mit dem Festland verbunden waren, so muss damals das Meeresniveau um Europa herum überhaupt ein tieferes gewesen sein und Wallace hat wohl vollkommen Recht, wenn er behauptet, dass damals auch England mit dem Continent verbunden und das deutsche Meer ein grosses Flussthal gewesen ist. Es wird immer wahrscheinlicher, dass sich die diluvialen Thiere, welche nicht zur echten Glacialfauna gehören, während des Maximums der Eiszeit in das „mittländische Land“ zurückgezogen haben.[2]) Als nach dem Rückgange der Gletscher sich auf dem sterilen Boden Mitteleuropas eine Steppenflora und eine Steppenfauna ansiedelte, welche beide ein continentales Klima bedingen, musste zu dieser Zeit, der Steppenzeit, die oben angedeutete Landverbindung noch bestanden haben. Die früher nach dem Süden zurückgedrängten Thiere begannen wieder nordwärts vorzudringen und mit ihnen kamen wohl auch echte südliche Formen, wie wir sie im postglacialen Diluvium Mitteleuropas vorfinden, in unsere Gegenden. Die echte glaciale Fauna dagegen zog sich mit den Gletschern nordwärts und einige Reste auch bergauf in das Hochgebirge zurück. Erst während oder am Ende der der Steppenzeit folgenden Weidezeit der diluvialen Epoche, wo wir im Löss Mitteleuropas wieder die grossen Pflanzenfresser (die Weidefauna) vorfinden, konnte die Trennung des europäischen Continentes von Afrika, von England und von den dalmatinischen Inseln erfolgen und die echte, nun folgende diluviale Waldfauna vermittelte den Uebergang in das Alluvium und in die historische Zeit.

Auf Grundlage des von mir in der Sitzung der k. k. geolog. Reichsanstalt vom 9. Mai l. J. constatirten Vorkommens der oben besprochenen diluvialen Thiere auf der Insel Lesina besprach Herr Professor M. Neumayr ebenfalls dieses Thema und bemerkte, dass eine so bedeutende Menge grosser pflanzenfressender Säugethiere auf einem so winzigen Areale von wenigen Quadratmeilen, welche die Insel Lesina umfasst, im wilden Zustande nicht existiren und sich ernähren

[1]) Die geographische Verbreitung der Thiere 1876.

[2]) Siehe meinen Aufsatz: „Diluviale Faunen Mitteleuropas und eine heutige Sareptaner Steppenfauna in N. Ö.“ Mittheil. d. Oesterr. geolog. Gesellsch. Wien. XI. Bd. (neue Folge I. Bd.) 3. Hft. 1882.

konnte. Die verhältnissmässig so reiche Säugethierfauna dieser Insel beweise jetzt mit voller Sicherheit, dass der dalmatinische Archipel bis in die Diluvialzeit hinein ein Festland gewesen sei [1]), welches Resultat im besten Einklange steht mit den von M. Neumayr über die Art und Zeit der Bildung des griechischen Archipels und des gesammten östlichen Mittelmeerbeckens geäusserten Ansichten.

Aehnliche Anschauungen über das istro-dalmatinische Festland theilten auch Stache in den Verhandl. d. geolog. Reichsanst. 1876, p. 127; Suess, Entstehung der Alpen, p. 92; v. Mojsisovics, Dolomitriffe Südtirols, p. 531 und Neumayr, Ueber den geologischen Bau der Insel Kos. Stache hat übrigens bereits im Jahre 1864 (Oesterr. Revue, Bd. 6, p. 174) des Vorkommens von Pferd und Hirsch in den Knochenbreccien des Küstengebietes Erwähnung gethan und das Erscheinen der diluvialen Knochenbreccien auf den Inseln Lussin im Quarnero und Spalmadore bei Lesina als Anhaltspunkt für den Bestand eines ausgedehnteren istro-dalmatinischen Festlandes in der Diluvialzeit hervorgehoben.

II. Equiden aus Nussdorf und aus der Šipkahöhle.

Aus Nussdorf.

Den mir von Herrn Hofrath Franz Ritter v. Hauer übergebenen Pferdeschädel aus dem Löss von Nussdorf besass die k. k. geol. Reichsanstalt seit längerer Zeit.

Erhalten ist an dem Fossil die Schädeldecke vom Zwischenkiefer bis zum Hinterhauptbein mit dem rechten Condylus und dem Os basilare; vom Os maxillare ist nur links eine grössere Partie vorhanden, die Vorderenden der beiden Nasenbeine sind abgebrochen. Dieses Schädelfragment ist etwas flachgedrückt und in der Nasenwurzel- und Stirngegend eingedrückt. Die Naht zwischen dem Zwischenkiefer und Oberkiefer ist so stark verwachsen, dass man nicht wahrnehmen kann, wie weit das Hinterende des Intermaxillare zwischen das Maxillare und Nasale sich einschiebt, doch scheint dasselbe, um nach dem Buckel der Naht zwischen Nasale und Maxillare zu urtheilen, nicht weiter zu reichen, als beim lebenden Pferde.

Ich bezeichne dasselbe mit:

Equus Caballus fossilis minor. [2])

Von den Zähnen stecken alle sechs Incisive und die beiden Canine in den Alveolen. Lose Zähne, jedenfalls zum Schädel gehörig, sind vorhanden: alle sechs Backenzähne der rechten Oberkieferreihe und p_3, p_1, m_1, m_1 von der linken; vom Unterkiefer, der fehlt, sind vorhanden p_2, p_1, m_1 und m_2 der linken und p_3 der rechten Seite.

Von der Nasenwurzel (vom Punkte, wo die vier Nähte zusammenstossen) bis zum etwas beschädigten Hinterhauptkamm misst der Schädel 274 (Pinzgauer Hengst 3 Jahre alt, III. 121, k. k. Thierarz.

[1]) Verhandlungen der k. k. geolog. Reichsanstalt, Nr. 9, 1882.
[2]) Nicht *Equus fossilis minor Nordmann.*

Inst. Wien: 292); von demselben Punkte bis zur Stelle, wo sich die Nasenbeine vom Intermaxillare abheben, 155 (Pinzgauer Hengst 178, englisch Vollbluthengst III, 119, 11 Jahre alt, k. k. Thierarzn. Inst. Wien: 164). Die Breite der Nasenbeine lässt sich am Nasengrunde nicht messen, doch sieht man, dass dieselben nicht breiter sind, als am lebenden Pferde mittleren Schlages, dessen Schädel mir vorliegt. Die Augenhöhlen sind zusammengedrückt, daher nicht messbar. Breite des Schädels an der schmalsten Stelle hinter den Stirnbeinfortsätzen 95 (Pinzgauer Hengst 92); grösste Höhe des for. magn. 38. Grösste Breite des Schädels zwischen den Jochbögen 222 (Pinzgauer Hengst 250), Breite des Zwischenkiefers an den Aussenrändern der Alveolen der 3. Incis. 82; Entfernung zwischen den Alveolen des 3. Incis. und des Canin 20, Länge des Intermaxillare vom Vorderrand der mittleren Incis. bis zum Punkte, wo sich von demselben das Nasale abhebt, 180. Länge des Schädels vom Hinterrande der Alveole der mittleren Incis. bis zum Vorderrande des for. mag. 555 (beim Pinzgauer Hengst 585, beim engl. Vollbluthengst 520.

Die Backenzähne befinden sich im mittleren Stadium der Abtragung; die Länge der Kaufläche beträgt:

Oberkiefer:	p_3	p_2	p_1	m_1	m_2	m_3
Nussdorf	38	30·5	29	28	28	30·5
Pinzgauer Hengst	43	36	30	32	34	durchbrechend
Engl. Vollbluthengst [1])	36	28	27	22	23	25
Unterkiefer:						
Nussdorf	36	31,	30	28	27	—
Pinzgauer Hengst	39	36	31	33	34	durchbrechend
Engl. Vollblut-Hengst	29	26	26	24	25	30.

Obere und untere Backenzähne zeigen die Caballusform. Die Oberkieferzähne (Taf. X, Fig. 3, 4, 5, 6, 7, 8 und 9) besitzen einen langen, an den Prämolaren ziemlich breiten Innenpfeiler *b*, der am p_1 und m_2 innen stark eingebuchtet und der ganzen Höhe nach mit einer tiefen Furche versehen ist; weniger ist dies am p_2, am wenigsten am m_1 und m_3 ausgesprochen; nach der Wurzel zu wird der Innenpfeiler kürzer (schmaler) und hebt sich etwas vom Zahnkörper ab. Der Isthmus ist im vorderen Drittel des Innenpfeilers gelegen und sehr kurz, die Vorderbucht ist spitz, das Schmelzfältchen 3 durchwegs mässig entwickelt. Die Aussenkanten springen ziemlich nach aussen vor; die Innenwände der Halbmonde sind etwas gefältelt; die Endfalte 2 des Vor- und des Nachjochs, sowie die Innenfalte 4 derselben ist mässig entwickelt. Das vordere Querthal α ist auch an den Prämolaren schmal und mehr in longitudinaler Richtung gestellt. Diese Zähne schliessen sich an die von mir im vorstehenden Aufsatze aus Pola beschriebene Zahnreihe *I* (Taf. IX, Fig. 9) von *E. Caballus fossilis Rütim.* an, nur besitzen sie eine geringere Grösse.

[1]) Nicht uninteressant dürfte die Bemerkung sein, dass sich an diesem Exemplar nicht nur ein p_4 vorfindet, sondern dass hinten auch noch ein Keimzahn von einem m_4 im Kiefer steckt.

Im selben Stadium der Abtragung befinden sich die Unterkieferzähne (Taf. X, Fig. 10 und 11). Die beiden mittleren Innenschlingen *a a* sind nach auswärts gerichtet, tief und weit ausgebuchtet, unsymmetrisch, die vorderen breiter, die hinteren schmäler; die vorletzte Innenschlinge *b b* zeigt eine Flucht nach vorn aussen; das Fältchen *b* in der medianen Aussenfalte ist durchwegs mässig entwickelt; die Innenenden der Querthäler sind schmal und die secundäre Fältelung kaum angedeutet. Das Schmelzband ist an Ober- und Unterkieferzähnen nicht besonders stark. Die Usurfläche der Zähne ist nicht flach, sondern in der Mitte und an den Rändern vorn und hinten etwas vertieft. Diese Zähne schliessen sich an die von mir in vorstehender Abhandlung aus Pola beschriebenen Zähne *C*, Taf. IX, Fig. 8, und *B*, Taf, IX, Fig. 16 und 17 von *Equus Caballus fossilis Rütim.* enge an, nur sind sie etwas kleiner, auch stimmen sie in Form und Grösse mit den von Forsyth Major, Taf. VII, Fig. 28, aus dem Quaternär von Arezzo abgebildeten Zähnen überein.

Wir haben also in den Resten aus dem postglacialen Löss von Nussdorf ein kleineres Pferd mit ziemlich plumpem Kopf und zwar von der Caballusform vor uns; die Backenzähne desselben besitzen eine einfache Schmelzfältelung, die des Oberkiefers einen gestreckten Innenpfeiler, der jedoch nicht so lang ist, wie an der typischen Form von *Equus Caballus fossilis Rütimeyer* aus Thayingen, wie sie die Fig. 8 der Taf. I und II dieses Autors zeigt; die Unterkieferzähne besitzen unsymmetrische, nach auswärts strebende, tief oder rund ausgebuchtete mittlere Innenschlingen. Ich glaube, dass die Bezeichnung *Equus Caballus fossilis minor* für dieses Thier, das uns im Löss Mitteleuropa's so häufig begegnet, am Platze ist, um dasselbe von der grösseren Form, nämlich *Equus Caballus fossilis Rütimeyer* zu unterscheiden.

Dieselbe kleinere Pferdeform habe ich unter einer Reihe mir freundlichst von Herrn G. Ossowski in Krakau zur näheren Untersuchung übersandten Fossilien aus der Höhle Pieczara Borsucza constatirt; auch besitze ich selbst eine grössere Zahl von Zähnen und Extremitätenknochen derselben Form aus der Spalte II im Urkalk bei Zuzlawitz in Böhmen, welche in meinem demnächst erscheinenden Schlussberichte über die diluviale Fauna dieses Fundortes besprochen werden. Auch bin ich überzeugt, dass viele in den diluvialen Lehmen Böhmens gefundene, ungemein zahlreiche, im Museum zu Prag aufbewahrte Pferdereste, von denen ich einige erst kürzlich, freilich nur flüchtig besichtigte, der besprochenen kleineren Form angehören. Diese Lehme Böhmens aber dürften, wie ich dies bei Gelegenheit der heurigen Naturforscher-Versammlung in Prag angedeutet habe, theils eluvialer Natur sein, und dann können dieselben bis in die präglaciale Zeit zurückreichen, theils sind sie wohl glacialer Natur und gehören dem Glacialdiluvium an, und endlich sind es lössartige Bildungen, die in die postglaciale Zeit des Diluviums reichen.

Aus der Sipkahöhle.

Herr Professor J. K. Maška in Neutitschein übersandte mir eine Anzahl von Equidenzähnen aus der bekannten Höhle Šipka

in Mähren, welche eine reiche diluviale, grösstentheils von mir bestimmte Fauna enthält. Diese Zähne sind nicht uninteressant, ich konnte unter denselben die beiden Gattungen *Equus* und *Asinus* unterscheiden.

Equus Gray.

Obere Backenzähne. Was zunächst das *Genus Equus Gray* anbelangt, so sind vor Allem zwei rechte p_3, glücklicherweise in nahezu gleichem, nämlich mittlerem Usurstadium, zu nennen. Beide gehören grossen, kräftigen Individuen an und zeigen einen verschiedenen Erhaltungszustand; der eine lichtgelb gefärbte Zahn trägt die Bezeichnung III $^{25}/_{6}$ 81, der andere braun gefärbte die Bezeichnung IV $^{11}/_{8}$ 82; einer brieflichen Mittheilung zu Folge stammt der gelbe Zahn aus der dritten Schichte von oben und ist mit Resten vorzüglich vom Mamuth und Rhinoceros gefunden worden, der braune Zahn stammt aus der darunter liegenden vierten Schichte mit Resten vorzüglich von *Ursus*, *Hyaena*, *Felis* etc.

Den gelben Zahn *A*, Taf. X, Fig. 14, zähle ich zu *Equus Caballus fossilis Rütimeyer*, da er entschieden den Caballustypus trägt; derselbe ist 36 hoch und besitzt eine 38 lange Usurfläche; das Schmelzband ist ziemlich grob, der Innenpfeiler *b* ist wohl, wie überhaupt an diesem zahn des *Caballus*, nicht lang, doch zeigt er an der Innenseite das Bestreben zur gestreckten Entwicklung und hebt sich nur unbedeutend vom übrigen Zahnkörper ab; der vordere Lappen ist abgerundet und Zeigt die Tendenz zur Einbuchtung nach vorne; das vordere Querthal α ist schmal und nicht stark schief gestellt. Die secundäre Fältelung ist kaum angedeutet, die Fältchen 3, 2 und 4 sind nur wenig entwickelt. Derselbe gleicht vollkommen dem von mir aus Pola beschriebenen p_3 *o. r. J.'* und schliesst sich auch dem auf Taf. X, Fig. 3, abgebildeten p_3 *o. l.* aus Nussdorf an, ist aber grösser und kräftiger.

Dagegen zeigt der braune p_3 *B*, Taf. X, Fig. 12, einen auf den ersten Blick auffallend abweichenden Bau. Derselbe besitzt eine 40 lange Usurfläche, ist innen bis zur Wurzel 40 hoch, sein Schmelzband ist kaum merklich schwächer als bei *A*. Der Innenpfeiler *b* ist kurz, hebt sich stark vom Zahnkörper ab und die vordere Bucht bildet mit dem Innenrand des Pfeilers einen rechten Winkel, das vordere Querthal α ist sehr breit und diagonal gestellt; die Aussenkanten springen stärker auswärts vor, als bei dem obigen Exemplar. Am auffallendsten in diesem Stadium der Usur ist die ungemein starke secundäre Fältelung; das Fältchen 3 im Hintergrunde des vorderen Querthales α ist sehr weit und bildet an seinem nach innen gerichteten Ende drei kleine Nebenfältchen; das Innenfältchen 4 des Vorjoches tritt weit gegen die Vorderinnenseite des Zahnes vor und bildet nach aussen zwei starke Nebenfältchen; die Endfalte 2 des Vorjoches besteht aus drei Nebenfältchen und ausserdem tritt noch von der hinteren Innenseite ein gabeliges Fältchen in den vorderen Halbmond hinein; auch das Innenfältchen 4 des Nachjoches ist stark entwickelt, wenn auch nicht in dem Masse als am Vorjoch, ebenso stark entwickelt die Endfalte 2 des Nachjochs und das hintere Querthal β, welche beide letzteren am obigen Prämolar *A*

kaum angedeutet sind. Eine ähnliche starke secundäre Fältelung finde ich nur an den Zähnen des von F. Major auf Taf. IV abgebildeten Schädels aus Olivola; leider fehlen hier gerade die beiden p_3, die vorhandenen vorderen Prämolaren zeigen indes ganz ähnliche Verhältnisse, die Dimensionen derselben sind ebenfalls sehr bedeutend. Dieser Schädel gehört einem noch jüngeren Individuum an, das F. Major bis auf Weiteres von den Formengruppen des *Equus Stenonis* nicht getrennt wissen möchte. Das Fossil stammt aus einem gelben Sandmergel von Olivola im Val di Magra, der den pliocänen Thonen aufgelagert ist. Cocchi meint, dass die letzteren etwas älter sein dürften, als der Sandmergel; Pareto hält die Formation für postpliocän, zu derselben Ansicht neigt sich Rütimeyer. Dagegen glaubt F. Major, dass diese Ablagerung mehr Analogien mit dem Pliocän besitzt und, etwa mit der von Coupet (Auvergne), einem etwas jüngeren Horizont des Pliocän angehört, als die Ablagerungen im Val d'Arno.

Was unser Exemplar anbelangt, so glaube ich, dass dasselbe interglacialen, wenn nicht präglacialen Alters sei. Ich stelle dasselbe zur Form *Equus Stenonis affinis.*

Denselben Erhaltungszustand und analoge Eigenthümlichkeiten, wie der vorstehende p_3 *B* besitzt ein Molar 1 oder 2, ebenfalls im mittleren Stadium der Abtragung, und dürfte demselben Individuum angehören; die Usurfläche ist 31 lang, der Zahn innen 56 hoch. Sein Innenpfeiler ist etwas langgestreckt, doch hebt er sich in seinem verticalen Verlaufe stark vom Zahnkörper ab und zeigt eine flache Furche. Das vordere Querthal α ist ziemlich geräumig und mehr diagonal gestellt, das Fältchen β in dessen Hintergrunde ist stark entwickelt, ebenso ist das hintere Querthal 3 für dieses Usurstadium sehr geräumig. Die secundäre Fältelung an den Innenrändern der beiden Halbmonde, welche bekanntlich an Molaren schwächer entwickelt ist, als an Prämolaren, ist noch sehr stark, die Fältchen 2 und 4 sind an beiden Halbmonden viel entwickelter, als bei dem Pferde aus dem Löss von Nussdorf. Die Aussenfalten springen stark auswärts vor, die mittlere ist breiter, als die vordere, und die Aussenränder sind stark nach innen gebogen; das Alles erinnert an *Equus Stenonis.*

In einem sehr stark vorgerückten Stadium der Abtragung, bis nahezu zur Wurzel, befinden sich zwei grosse obere Molaren: m_3 und m_1 oder m_2 und dürften dem *Equus Caballus fossilis Rütim.* angehören. Im selben Stadium der Abtragung befindet sich ein Prämolar mit weniger gestrecktem und innen eingebuchtetem Innenpfeiler; der vordere Halbmond ist verschwunden und an seiner Stelle bildet die Cementsubstanz eine schmelzartige glatte Fläche; derselbe könnte zur Form *B* gehören.

Endlich ist ein oberer m_3 zu erwähnen, der einen ganz anderen Erhaltungszustand zeigt und sehr stark abgetragen ist; sein Innenpfeiler ist sehr lang und schmal, die Fältelung ist einfach, der Zahn klein, seine Usurfläche ist 18 lang; der Isthmus liegt ganz vorne, sonst zeigt der Zahn einen eselartigen Habitus, doch ist er grösser, als die Zähne dieser Gattung, von denen unten die Rede sein wird. Am meisten stimmt derselbe mit einem solchen Zahn des *Equus Caballus fossilis minor* aus Zuzlawitz im Böhmerwalde überein.

Obere Milchzähne. Auch die vorhandenen oberen Milchzähne lassen zwei Formen von *Equus* unterscheiden. Zwei d_1 rechts zeigen ganz analoge Unterschiede wie die oben besprochenen p_3; der eine derselben, *A*, Taf. X, Fig. 15, den ich zu *Equus Caballus fossilis Rütim.* stelle, hat eine 35 lange Zahnkrone und ist noch wenig abgetragen; sein Innenpfeiler ist lang gestreckt, in der Mitte mit einer schwachen Furche versehen; der schmale Isthmus liegt nahe der Mitte, der Vorderlappen des Innenpfeilers springt stark nach vorn vor, die secundäre Fältelung ist sehr schwach. Diesem schliesst sich ein d_2 eines anderen Individuums an; ein hieher gehöriger d_1 *A'* rechts, besitzt einen anderen Erhaltungszustand, sein Cement ist reichlicher und fester, er schliesst sich in der Form dem obigen d_1 vollkommen an; derselbe wurde in einer oberen Schichte II, mit Steinwerkzeugen gefunden.

Dagegen zeigt ein d_1 *B* rechts, Taf. X, Fig. 13, mit 37 langer Usurfläche, welcher denselben Erhaltungszustand besitzt, wie d_1 *A*, und mit ihm gleichzeitig gefunden wurde, ganz andere Eigenthümlichkeiten; sein Innenpfeiler ist kurz und weit, der Rand der Vorderbucht steigt mehr senkrecht empor, so dass der Isthmus an das vordere Ende des Innenpfeilers zu liegen kommt und der Vorderlappen sich kaum nach vorne erstreckt; trotzdem sich der Zahn in einem vorgeschritteneren Usurstadium befindet, als *A*, ist das Fältchen 3 stärker entwickelt und zeigt die Neigung zur Nebenfältelung; die beiden Halbmonde, besonders der vordere, besitzen eine viel complicirtere secundäre Fältelung, als *A*, und zwar eine ähnliche, wie bei p_3 *B*. Dieser Milchzahn ist fast ganz gleich dem von F. Major auf Taf. I, Fig. 5, abgebildeten d_1 des *Equus Stenonis*, nur ist seine Fältelung noch stärker, als an der besagten Zeichnung. Ich stelle denselben zu *Equus Stenonis affinis*.

Die oben besprochenen drei Milchzähne *A* zeigen an der Usurfläche: in der Mitte, an dem Vorder- und Hinterrande eine Quervertiefung; dasselbe ist der Fall bei d_1 *B*, nur steigt hier der Hinterrand noch über die übrige Kaufläche leistenartig empor, was wohl individuell sein mag.

Ein d_2 links ist sehr stark abgetragen, daher weniger gestreckt, derselbe besitzt einen anderen Erhaltungszustand; da sein kurzer, weiter Innenpfeiler mit d_1 *B* übereinstimmt, so stehe ich nicht an, denselben hieherzuzählen, besonders da auch seine secundäre Fältelung, trotz der sehr starken Abtragung, mit d_1 *B* übereinstimmt; derselbe ist nahezu vollkommen gleich dem d_2 von *Equus Stenonis* auf F. Major's Taf. I, Fig. 5. Die Abtragungsfläche ist so stark uneben, in der Mitte und an den Rändern quer vertieft, dass sie nahezu zackig aussieht, wie bei den *Cavicorniis*. Endlich dürfte hieher ein d_2 rechts mit nur nach hinten gerichtetem Innenpfeiler und eben solcher Usurfläche gehören.

Unterkieferzähne. Den obigen zwei Formen des Equus entsprechen auch die Zähne des Unterkiefers. Zunächst sind zwei Keimzähne des m_1, *l* und *r*, wahrscheinlich zu obigem d_1 *A* gehörig, zu nennen. An denselben hat die Abtragung kaum begonnen, trotzdem ist das Schmelzblech sehr kräftig; das nach rückwärts, analog dem m_3, ausgestreckte Hinterhorn *bb*, das nach der Wurzel zu sich verkürzt, ist noch nicht in Usur; die mittleren Innenschlingen *aa* sind stark auswärts gerichtet und tief eingebuchtet; die Querthäler sind noch sehr

weit; diese Zähne gehören ohne Zweifel zu *Equus Caballus fossilis Rütimeyer*.

Ein Keimzahn m_1 *B* links befindet sich ebenfalls im allerersten Stadium der Usur, doch ist dieselbe etwas vorgeschrittener, als an den obigen zwei Zähnen, da auch das Hinterhorn *bb* bereits angekaut ist. Die beiden mittleren Innenschlingen *aa* zeigen keine so tiefe Bucht wie die obigen Zähne, was auch im Verlaufe des Zahnes an der Innenseite deutlich zu sehen ist; sie sind gleichmässiger entwickelt, obwohl nicht gleich, treten aber nicht über den Innenrand des Zahnes hervor. Die beiden einander zugekehrten Innenränder der Querthäler sind breit und das hintere Querthal zeigt eine so reiche und starke secundäre Fältelung, wie ich sie nur an Prämolaren in der Zeichnung von *E. fossilis Owen* bei Rütimeyer, Taf. IV, Fig. 42, und von *Equus Stenonis Cocchi* bei F. Major, Taf. VII., Fig. 22, aus dem Arnothale wieder finde. Ich stelle diesen Zahn, der dem Individuum des obigen *d, B* angehören dürfte, zu *E. Stenonis affinis*.

Drei weitere Unterkieferzähne, ein Prämolar (1?), ein Molar (2?) der linken Seite und ein m_3 rechts zeigen ein weit vorgerücktes Usurstadium, einen kräftigen Schmelz und die Form von Caballuszähnen, höchstens dass die Innenenden der Querthäler am Prämolar und am m_3 etwas breit sind. In einem noch weiteren Stadium der Abtragung, nahe bis zur Wurzel, befindet sich ein p_3, welcher zu den gleich stark abgekauten oberen Backenzähnen gehört. Alle diese Zähne gehören wohl zu *Equus Caballus fossilis Rütimeyer*.

Untere Milchzähne. Es liegen ein d_3, d_2 links und ein d_1 rechts vor; die ersteren zwei gehören unbedingt einem Individuum an, was an der Berührungsstelle der Kronen und an dem am d_3 haftenden Kieferstück deutlich zu sehen ist. Dieselben wurden in der III. Schichte gefunden, ersterer am 24./8. 1880 und letzterer am 26./8. 1880; sie besitzen jedoch einen verschiedenen Erhaltungszustand, d_3 ist gelb gefärbt, wie gewöhnlich im Lehm gefundene Diluvialknochen, d_2 ist grau und sieht aus, als wenn er in einer Aschenschichte gelegen wäre; d_1 hat das Aussehen des d_3. Alle drei Zähne befinden sich im Beginne der Usur, zeigen keine secundäre Fältelung und gehören wohl zu den oberen d_3 *A. o. r.* des *Equus Caballus fossilis Rütimeyer*.

Endlich ist ein vorletzter unterer Inc. 1 links und ein Milchincisiv 3 rechts vorhanden, letzterer besitzt die Grösse des Zahnes des lebenden grossen Pferdes, ersterer scheint etwas klein zu sein.

Es tritt also in dieser interessanten Höhle zunächst aus älterer, wahrscheinlich prä- oder interglacialer Zeit, ein *Equus Stenonis affinis* auf, zu dem sich dann (Schichte III, die ich der postglacialen Weidezeit zuzuschreiben geneigt wäre) ein *Equus Caballus fossilis Rütimeyer* gesellt. Ich kann die Bemerkung nicht unterdrücken, dass der aus der weiter folgenden Schichte II mit Steinwerkzeugen gefundene obere d_1 *r. A'* sehr an das Aussehen des Zahnes eines bereits domesticirten Pferdes erinnert. Es wird sicher die Frage discutirbar sein, ob nicht der diluviale Mensch, der gewiss den Hund gezähmt haben dürfte, nicht auch bereits zu Ende der diluvialen Epoche das Pferd zähmte. Gervais nimmt an, dass die Zähmung des Pferdes bis zur Eiszeit zurückreicht.

Asinus Gray.

Eselsreste aus dem Diluvium gehören noch zu den Seltenheiten. In Frankreich sollen nach Puel (Bull. d. l. soc. geol. de France T. IX) in der Höhle von Brengues (Lot) einige Knochen des Esels mit denen des Pferdes, des *Rh. tichorhinus* und des Renthiers gefunden worden sein. Lartet führt dieses Thier für die Höhle Aurignac mit einem Fragezeichen an. Nordmann bringt eine Abbildung von Zähnen des *Equus asinus fossilis minor Nordm.* aus dem Diluvium von Odessa und Nerubay auf Taf. XIX, Fig. 11 und 8, seines oben citirten Werkes und unterscheidet daselbst noch einen *Equus asinus fossilis major.* In Deutschland hat zuerst A. Ecker das Vorhandensein dieser Gattung in Langenbrunn nachgewiesen [1]), und zwar durch mehrere Extremitätenknochen, die nach der Diagnose Rütimeyer's noch kleiner sind, als die unseres Hausesels. Hierauf berichtete Nehring über Reste eines Wildesels [2]) aus der Lindenthaler Hyänenhöhle und glaubt, dass dieselben auf eine der in den Steppen Asiens lebenden Wildeselarten zurückzuführen seien, und dass sie derselben Art angehören, wie die von Langenbrunn. Endlich habe ich selbst [3]) einen Esel in der Zuzlawitzer Spalte I im Böhmerwalde nachgewiesen. Ecker und Nehring führen an, dass obige Fossilreste nicht im Zusammenhang zu bringen sind mit unserem Hausesel, der aus Afrika herüberkam. Es ist dies die bereits von H. Milne Edwards (Compt. rend. d. l'Inst. 1867) aufgestellte Ansicht, „dass die Zähmung des Esels in Afrika vor sich gegangen ist". Lenormant ist derselben Ansicht und sucht dieselbe (am selben Orte 1870) durch vergleichend sprachliche Beweise bezüglich des semitischen Namens Esel „Atôn" zu begründen.

Aus der Šipkahöhle liegen mir fünf Zähne vor, von denen drei auf den ersten Blick, schon ihrer Grösse wegen, als hieher gehörig zu erkennen sind. Ein erster oder zweiter Molar von oben rechts, Taf. X, Fig. 18 und 19, im vorgerückten Abtragungsstadium, ist durch seine comprimirte Form, durch die diagonale Stellung des vorderen Querthales, sowie durch die einfache Form der beiden Halbmonde, von denen der hintere rückwärts stark reducirt erscheint, ausgezeichnet; der Innenpfeiler ist sehr kurz und dick, der Isthmus weit. Der Zahn, welcher an der Usurfläche 21 lang, 24 breit und aussen bis zur Wurzel 32 hoch ist, besitzt eine bedeutend kleinere Grösse, als der von F. Major auf Taf. I, Fig. 9, abgebildete m_2 des *Equus Asino affinis F. Major* aus San Pietro. Von dem Fältchen 3 im Hintergrunde des vorderen Querthales ist keine Spur vorhanden; der Isthmus ist nicht genau in der Mitte gelegen, wie bei jungen Individuen des Hausesels oder wie bei *Hemionus, Quagga* und *Bruchelli*, sondern etwas nach vorne.

Die Kleinheit des Zahnes verhindert mich, denselben zu *Asinus hemionus Pall.* zu stellen, da der Dschiggatai der Steppen Tibets und

[1]) Dr. Rehmann und A. Ecker: Zur Kenntniss der quaternären Fauna des Donauthales. Archiv für Anthrop. Bd. IX, 1876.

[2]) Fossilreste eines Wildesels aus der Lindenthaler Hyänenhöhle bei Gera. Zeitschr. für Ethnolog., Jahrg. XI, 1879.

[3]) Diluviale Fauna von Zuzlawitz bei Winterberg im Böhmerwalde. II. Theil. Sitzb. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien, Bd. LXXXIV, 1881.

der Mongolei bedeutend grössere Zähne besitzt, wie dies Owen's Abbildungen zeigen. Die Grösse stimmt vielmehr nahezu überein mit den Zähnen unseres Hausesels. Ich kann hiebei die Bemerkung nicht unterdrücken, dass der Hausesel bereits in der Terramare Italiens nicht gar selten ist.

Auch für *Asinus onager Pall.*, dem Kulan der Mongolei, ist wohl der Zahn zu klein. Ob derselbe doch diesem Thiere oder dem südostasiatischen Wildesel *Asinus taeniopus Heugl.*, welcher als Stammvater unseres Hausesels angesehen wird, im Zusammenhange steht, darüber kann nur ein reichlicheres fossiles und recentes Materiale entscheiden.

Ein kurzer, gedrungener oberer Molar 3 rechts Taf. X, Fig. 20, mit ebenfalls stark vorgeschrittener Usur, dürfte demselben Individuum angehören. Sein noch langer Innenpfeiler ist nur mehr nach rückwärts gestreckt, die Vorderbucht ist kaum noch angedeutet; die Halbmonde sind einfach geformt, das vordere Querthal α ist sehr schmal, das hintere β verhältnissmässig noch stark entwickelt. Die Länge der Usurfläche beträgt 26, ihre Breite 20·5, die Höhe des Zahnes aussen bis zur Wurzel 21. Diese beiden Zähne stammen aus der Schichte III der Höhle. Ein Keimzahn m_1 unten, mit beginnender Usur, ist 26 lang, sein zartes Schmelzband zeigt eine schwache Fältelung; ein Keimzahn eines linken, unteren Prämolars (2 ?) ist noch nicht in Usur. Endlich ist ein fast abgekauter d_3 von 30 Länge vorhanden, der wohl demselben Individuum angehören wird; sein vorderes Querthal bildet nur mehr eine längliche Insel.

Es sind somit mindestens zwei Individuen dieses *Asinus Gray, spec.?* vorhanden, die wohl der postglacialen Steppenzeit, vielleicht auch noch der Weidezeit angehören dürften.

Unter den mir von Herrn G. Ossowski in Krakau aus der Höhle Pieczara Borsucza eingesandten Zähnen befand sich auch ein *m* 1 o. 2 oben, der dieser Gattung angehört, jedoch ein wenig grösser ist, als der Zahn aus der Šipkahöhle.

Schlussbemerkungen über die Abstammung des Hauspferdes.

Ich erlaube mir zunächst auf A. Ecker's interessante Abhandlung: [1]) „Das europäische Wildpferd und dessen Beziehungen zum domesticirten Pferde" hinzuweisen. Darin wird Tacitus (Germ. VI) citirt, der von dem Pferde der Germanen sagt: „equi non forma non velocitate conspicui" und weiter (XV) anführt, „dass sich die Germanen an Geschenken der benachbarten Völker freuen, besonders an auserlesenen Pferden (equi electi)", woraus hervorgeht, wie Ecker treffend bemerkt, dass die ihrigen wenig taugten. Ich glaube auch daraus zu entnehmen, dass damals mehr als eine auserlesene Pferderasse den Römern bekannt, den Germanen aber fremd war. Cäsar berichtet (bell. gall. IV, B. II C.) von den Sueven: Während die Gallier eine Freude

[1]) Globus B. XXXIV, 1878.

an schönen Pferden haben und dieselben theuer bezahlen, besitzen die Germanen (Sueven) keine importirten Pferde (importatis non utuntur), sondern nur einheimische, klein und ungeformt, aber durch tägliche Uebung zur Arbeit sehr geeignet. Cäsar rief (Lib. VII, C. 65) die germanischen Reiter jenseits des Rheins zu Hilfe, weil sie aber minder taugliche Pferde hatten, liess er sie die Pferde der römischen Reiter besteigen.

In den Pfahlbauten der westlichen Schweiz finden wir zur Bronzezeit die bekannte kleine Pferderasse, welche am zweckmässigsten mit *Equus Caballus minor* bezeichnet zu sein scheint, als Hausthiere. Dieselbe Rasse fand ich in den Aschenlagern der prähistorischen Ansiedlungen Böhmens, so in Moraves im nördlichen, in Netolic im südlichen Böhmen und an vielen anderen Punkten wieder. Auch unter den mir kürzlich von Herrn Lud. Šnajder zur Untersuchung zugeschickten Knochen aus der prähistorischen Ansiedlung bei Bydžow in Böhmen fand sich ein *P* 1 o. 2 o. r. von demselben kleinen Pferde vor. Dagegen weisen die bronzenen Pferdegebisse, die bei Bologna gefunden wurden, nach Desor auf eine grosse Rasse hin.

Es existirten also zur Bronzezeit zwei Pferderassen, eine kleine, *Equus Caballus minor*, vor der Hand vorherrschend, und besonders häufig nördlich der Alpen bekannt, und eine grosse. *Equus Caballus L.* (Ich bemerke, dass auch Owen zwei Varietäten aus Bruniquel abbildet, die eine mit längeren und die andern mit etwas kürzerem und breiterem Innenpfeiler.) Zur Zeit der Römer war neben der kleinen Rasse der Germanen, wie es scheint, mehr als eine schönere und edlere Rasse bekannt.

Ecker gelangte zu dem nachstehenden Resultate: Zur prähistorischen (diluvialen) Zeit existirte im grössten Theile von Europa ein Wildpferd von kleinem Schlage mit kräftigem Kopfe, das der Urmensch gejagt und genossen hat. Mit dem Uebergange der prähistorischen Jägervölker in den Zustand des Hirtenlebens unterlag wahrscheinlich dieses Wildpferd der Zähmung, und zwar wahrscheinlich in den Steppen Südrusslands; es erhielt sich im wilden Zustande nur in besonders günstigen Gegenden, so z. B. in den südrussischen Steppen der Tarpan. Radde schrieb diesbezüglich 1878 aus Tiflis an Ecker: Es ist möglich, dass wir in dem Tarpan das Stammthier des Pferdes vor uns haben; eines steht fest, dass unter den zahmen Pferden der Kalmüken viele dem Tarpan schlagend ähnliche Thiere vorkommen; ich sah unter einem Transporte solcher Thiere der Kalmüken auch mausgraue mit schwarzem Rückenstreifen, alle glichen dem Tarpan in der gesammten Statur sehr und trugen ein merkwürdig langes zottiges Winterhaar.

Vom Mittelmeere her, schliesst Ecker, wurde aus Asien ein Pferd von grösserem, edlerem Schlage eingeführt, das Ecker als fremdes Pferd bezeichnet gegenüber dem einheimischen (europäischen) aus dem Wildpferde hervorgegangenen, domesticirten Pferde, welches vom ersteren theils bis auf wenige Reste verdrängt wird, theils in der Inzucht mit demselben als selbstständige Rasse allmählig aufgeht. Auch Milne-Edwards schreibt (a. o. a. O.) dem Pferde ebensowohl einen europäischen wie asiatischen Ursprung zu.

Aus meiner vorstehenden Abhandlung dürfte wohl hervorgehen, dass sich, von der wahrscheinlich südlichen Form des *E. quaggoides affinis* abgesehen, für die diluviale Epoche Mitteleuropa's, besonders nördlich der Alpen, mindestens drei Formen des Pferdes unterscheiden lassen: ein grosses Pferd, das sich an das pliocäne *E. Stenonis Cocchi* (vielleicht an *E. fossilis Owen*) anschliesst und das ich *E. Stenonis affinis* bezeichnete, dasselbe tritt schon in den ältesten diluvialen Bildungen auf; ein zweites sehr grosses Pferd, *Equus Caballus fossilis Rütim.*, dem sich theilweise unser grosses lebendes Pferd anschliesst, ja von ihm kaum zu unterscheiden ist; und ein kleines Pferd, das ich *E. Caballus fossilis minor* nannte, und das namentlich im Löss und in anderen gleichzeitigen postglacialen Bildungen Mitteleuropa's so häufig auftritt.

Diese letztere Form ist das diluviale Wildpferd Ecker's, von kleinem Schlag, mit kräftigem Kopf, wie wir dies am Schädel aus dem Löss aus Nussdorf sahen. Ich stimme nun vollkommen Ecker bei, dass dieses Pferd wahrscheinlich gezähmt wurde, nur vermuthe ich, dass dies schon zu Ende der Diluvialepoche geschah. Toussaint findet in der grossen Zahl der in Solutré (diluvial) angehäuften Knochen, in dem Umstande, dass sie vier-, fünf- und sechsjährigen Exemplaren angehören, dass alle Knochen auf derselben Stelle liegen, den Beweis, dass die Pferde von Solutré als Hausthiere an jener Stelle geschlachtet, zerlegt und gegessen, aber nicht etwa erjagt, als wilde Thiere verfolgt und nur theilweise hergeschafft worden sind (E. Toussaint und Abbé Ducrost: „Du cheval dans la station praehist. de Solutré). Schon Marcel de Serres berichtet über die in der viel älteren Höhle Lunel Viel gefundenen Pferdeknochen, dass sie domesticirten Thieren angehören. Ich glaube auch mit Ecker, dass der Tarpan Südrusslands ein directer, im wilden Zustande verbliebener Nachkomme dieses diluvialen Wildpferdes sein kann. Leider scheint wenig Aussicht vorhanden zu sein, einen Schädel des Tarpans zu erwerben. Herr Prof. Dr. Alex. Brandt in Charkow schreibt mir über eine diesbezügliche Anfrage, dass Ende der Fünfzigerjahre ein lebendes Pferd, welches ein Tarpan sein sollte, und zwar der letzte der taurischen Steppen an die kais. Akademie d. Wiss. in St. Petersburg eingesandt wurde, welches bis zum Jahre 1863 oder 1864 lebte, und bemerkt weiter, dass übrigens Prof. Bogdanow in Betreff des russischen Wildpferdes einen skeptischen Standpunkt einnimmt, indem er die von Pallas, Gmelin u. A. beobachteten Thiere für verwildert hält.

Was die weitere Ansicht Ecker's bezüglich des grossen, fremden, vom Mittelmeer her aus Asien eingeführten Hauspferdes anbelangt, so kann ich dieselbe nicht ganz theilen. Es ist sehr wahrscheinlich, dass vom Mittelmeere her nach Mitteleuropa eine oder sogar mehrere grosse, edle Pferderassen gelangten, allein die Stammväter derselben dürften wir nicht in Asien, sondern in Europa selbst zu suchen haben, und zwar für den grössten Theil der von Hippologen unterschiedenen abendländischen Gruppe des Hauspferdes. Ja es scheint, dass ausser dem kleinen Pferde mehrere andere Formen diluvialer Pferde, vielleicht an verschiedenen Punkten der alten Welt, gezüchtet wurden. Zu dieser Ansicht bin ich gelangt in Folge des Studiums der in der

vorstehenden Abhandlung oft citirten Arbeiten Rütimeyer's, F. Major's, Owen's, sowie jener Kowalewsky's und Hensel's und durch das mir vorliegende, zahlreiche fossile und recente Materiale einerseits, andererseits durch den Umstand, dass ich an einem anderen Orte [1]) mindestens die Wahrscheinlichkeit der Abstammung auch unserer Hunderassen von mehreren diluvialen Hundeformen nachgewiesen zu haben glaube.

W. C. L. Martin meint zwar in seiner Geschichte des Pferdes [2]), dass dasselbe weder im Nilthale, noch in Arabien und Syrien, noch in Aethiopien zuerst gezähmt wurde, sondern in den grossen asiatischen Wüsten, von denen nomadische Stämme, Skythen und Tataren, nach Osten, Westen, Süden und sogar nach Norden mit einer Schnelligkeit auswanderten, die ohne den Besitz des Pferdes nicht ausführbar gewesen wäre. Wenn dies der Fall ist, könnte diese Zähmung nur die kleine Pferdeform der Steppe betreffen (mongolisch-tartarische Rasse).

Meine obige Ansicht theilt zum Theile auch M. Wilckens [3]), welcher berichtet: Wenn wir auch den Tarpan als die einzige Form des gegenwärtig noch lebenden Wildpferdes gelten lassen wollen, so ist damit noch nicht gesagt, dass der Tarpan die Stammform aller unserer Pferde sei. Die vorgeschichtlichen Formen des europäischen Wildpferdes scheinen keineswegs identisch zu sein den Formen des heute lebenden Tarpans. Wir müssen vielmehr annehmen, dass das vorgeschichtliche europäische Wildpferd in Europa gezähmt ist. Weiter führt Wilckens an: Aus morphologischen Gründen bin ich der Ansicht, dass die abendländische Rassengruppe des Pferdes eine selbstständige und wahrscheinlich durch Zähmung des europäischen Wildpferdes entstandene ist.

Die von Wilckens (a. o. a. O. pag. 79) angeführte Thatsache, dass das abendländische Pferd, beziehungsweise die europäischen Pferderassen, weniger gemeinsame Merkmale darbieten, als die morgenländischen, dürfte jetzt leicht in dem Umstande seine, wenigstens theilweise Erklärung finden, dass in Europa mehrere diluviale Pferdeformen existirten.

Ich selbst bin der Ueberzeugung, dass, was E. Neumann [4]) ebenfalls angedeutet, mit dem Studium der Fossilreste auch ein eingehendes Studium unserer Pferderassen wird Hand in Hand gehen müssen. So sehe ich, um nur einige Beispiele betreffs der Zähne, vom Skelet ganz abgesehen, anzuführen, dass an dem Schädel des 3 Jahre alten Pinzgauer Hengstes III, 121 im k. k. Thierarznei-Institute Wiens die Oberkieferzähne einfach gefaltete dicke Schmelzbänder, einen langgestreckten, so recht caballusartigen Innenpfeiler mit etwas längerem Isthmus besitzen, dass dagegen an diesen Zähnen des 11 Jahre alten englischen Vollbluthengstes III, 119 die Schmelzfältelung bedeutender und der Innenpfeiler sehr kurz und weit, also durchaus nicht caballusartig ist, dass ferner die mittleren Innenpfeiler *aa* der Unterkiefer-

[1]) Beiträge zur Geschichte des fossilen Hundes. Mitthlg. d. Anthropol. Ges. Wien. B. XI. (Neue Folge I.) H. O. 1881.

[2]) Uebersetzt von Duttenhofer, Stuttgart 1847.

[3]) Grundzüge der Naturgeschichte der Hausthiere, Dresden 1880.

[4]) Fauna der Pfahlbauten im Starenberger See. Archiv f. Anthrop. Bd. VIII, H. 1, Braunschweig 1875.

zähne beim englischen Hengst gleichmässiger entwickelt sind, als bei dem Pinzgauer Hengst. An dem Schädel eines arabischen Pferdes des obigen Museums verhalten sich die Zähne ähnlich, wie an dem englischen Hengste, doch sind die Innenpfeiler der oberen Backenzähne etwas gestreckter. An einem grossen Schädel der „Kladruber Rasse" dieses Museums sind die Oberkieferzähne ähnlich gefältelt, wie an dem oben beschriebenen diluvialen p_3 *B* aus der Šipkahöhle, wenn auch nicht in solchem Grade.

Diese wenigen Andeutungen mögen genügen, wie nothwendig es sein wird, auch unsere reinen Pferderassen osteologisch genau zu studiren, wenn wir dieselben mit fossilen Formen vergleichen wollen, um bezüglich ihrer Abstammung zu neuen, positiveren Anhaltspunkten zu gelangen.

Vor der Hand stehe ich nicht an schliesslich die Ansicht auszusprechen, dass wir in dem diluvialen *Equus Stenonis affinis* oder in *Equus Caballus fossilis Rütimeyer*, oder in beiden, die Stammform des noch wenig bekannten grossen Pferdes der Bronzezeit, weiters in ersterem die Stammform unseres grossen *Equus Caballus L.* mit stärkerer secundärer Schmelzfältelung, in letzterem die Stammform unseres sehr grossen *Equus Caballus L.* mit einfacher Schmelzfältelung und sehr langem Innenpfeiler zu suchen haben werden; ferners im diluvialen *Equus Caballus fossilis minor* die Stammform des *Equus Caballus minor* der Bronzezeit und weiters die Stammform des kleinen *Equus Caballus L.* der Sueven und der heutigen Gegenwart, in welcher diese Form im Verschwinden begriffen ist.

Dies wäre eine kleine, sehr bescheidene, aus voranstehendem Studium resultirende Andeutung zur Lehre von der Abstammung einiger der so zahlreichen Pferderassen, von denen Wilckens (a. a. O.) eine zur morgenländischen und zweiundzwanzig zur abendländischen Gruppe zählt.

Inhalt.

Der Basalt von Ottendorf in Oesterreichisch-Schlesien.

Von **Rudolf Scharizer.**

Mit einer Tafel (Nr. XI).

Der Ottendorfer Basalt wurde zum Gegenstand einer mineralogischen Untersuchung gewählt, weil das Gestein dieser Localität Studien sowohl über die allmälige Umwandlung des Gesteines, wie auch der einzelnen dasselbe constituirenden Minerale ermöglicht. Der Basalt kommt daselbst in zwei Modificationen vor. In den unteren Regionen des Basaltlagers ist das Gestein dicht und relativ frisch, in den oberen hingegen porös und schon etwas zersetzt. Ausserdem kommen noch an derselben Localität rothe bolartige Zersetzungsproducte, Pseudomorphosen und Contactphänomene vor. Mit Rücksicht auf diese paragenetischen Verhältnisse des untersuchten Materiales, dessen wichtigste Belegstücke sich nunmehr in der Sammlung des mineralogischen Universitätsmuseums befinden, gliedert sich auch die Arbeit in drei Abschnitte:

A. Das Vorkommen des Basaltes und seine mineralogische Constitution.

B. Die hydatogene Umwandlung des Basaltes und ihre Endproducte: die Hydrosilicate der Thonerde und Kalkcarbonate.

C. Die pyrogene Umwandlung des Grauwackensandsteines und die Constitution der Contactzone.

Dass die Untersuchung möglich wurden, verdanke ich vorerst meinem verehrten Vorstande Herrn Professor Dr. A. Schrauf, welcher mir während meiner Arbeit stets mit Rath und That zur Seite stand. Ferners bin ich auch den Herren Gymnasialprofessoren Emanuel Urban in Troppau und Hanns Girlinger in Freudenthal zu grossem Dank verpflichtet. Beide Herren begleiteten mich auf meinen Excursionen und unterstützten mich freundlichst mit ihrer Localkenntniss.

A. Das Vorkommen des Basaltes und seine mineralogische Constitution.

I. Geologische Verhältnisse.

Die Vorkommnisse plutonischer Gesteine im westlichen Theile von Oesterreichisch-Schlesien (Troppauer Kreis) lassen sich in Bezug auf

ihre Lage und ihr tektonisches Verhalten in zwei wesentlich verschiedene Gruppen theilen.

Die erste Gruppe bilden drei noch gut erhaltene vulcanische Kegelberge.[1]) Der schlackige Charakter der braunrothen Lava, das Vorkommen schön entwickelter Bomben, sowie auch die Porosität des daselbst anstehenden schwarzen Basaltes lassen deutlich erkennen, dass dieselben Aufschüttungskratere wirkliche Eruptivpunkte sind. Der bedeutendste unter ihnen erhebt sich auf mährischem Gebiete unweit von Hof am rechten Mohraufer. Es ist dies der 765 Meter hohe Rautenberg.[2]) In nordwestlicher Richtung folgen dann der Venusberg (652 Meter) bei Messendorf und der fast ebenso hohe (676 Meter[3]) Köhlerberg bei Freudenthal. Ausser diesen Genannten führt Albin Heinrich noch fünf untergeordnete Basaltkuppen an, von denen zwei, nämlich der Groergarten und Buchenhügel, nach seinen Angaben zwischen Rautenberg und Venusberg liegen, der Kuhberg, der Kreibischwald und der sogenannte Saunikelberg aber die südöstliche Fortsetzung dieser Vulcanreihe bilden.

Alle diese Basaltberge stehen offenbar auf einer einzigen tektonischen Spalte, welche auch orographisch durch die Tiefenfurche des oberen Mohralaufes gekennzeichnet ist. Wenn auch heute diese Vulcane erloschen sind, so bezeugen doch die im Mohrathale an einzelnen Stellen (Johannisbrunn, auch Bad Meltsch genannt) auftretenden Säuerlinge den einstigen vulcanischen Charakter dieser Gegend.

Schwieriger ist die tektonische Bedeutung jener Basaltkuppen festzustellen, welche am Aussenrande des sudetischen Gesenkes und schon theilweise im Bereiche der norddeutschen Diluvialebene liegen. Auf österreichischem Boden sind nur drei Kuppen bekannt. Die nordwestlichste befindet sich in der Nähe von Jägerndorf an der Grenze und zum grössten Theil schon auf preussischem Gebiete bei Komeise. Die zweite bildet die grosse und kleine Horka bei Stremplowitz, westlich von Troppau, und die letzte ist die Kamena hora oder der Steinberg bei Ottendorf.

An diesen Punkten tritt überall ein dichter schwarzer Basalt auf, welcher in seinem homogenen Grundmagma grosse Olivinkrystalle ausgeschieden enthält. Allenthalben bildet er kleine, aus der Ebene aufragende Kuppen, aber nur die bei Ottendorf wird von den diluvialen Lehm- und Geschiebemassen[4]) ganz überdeckt. Sonst steht der äusserst harte Basalt in Form von abgerundeten Blöcken unmittelbar unter der Humusdecke an. In Ottendorf, wo das Basaltlager

---

[1]) Literatur: Albin Heinrich „Beiträge zur Kenntniss des mährischen Gesenkes" J. d. g. R. V, p. 105 u. ff. Schmidt „Ueber erloschene Vulcane Mährens." J. d. g. R. IX. p. 10 u. ff.; ferner Verh. d. g. R. IX, p. 49 u. ff. Melion „Geologische Mittheilungen" J. d. g. R. V, p. 386 u. ff. Urban „Ueber Basalte Schlesiens" J. d. g. R. VI, p. 313. Ausserdem sind noch die älteren Werke von Oeynhausen und Faustin Enns zu erwähnen.

[2]) Eine Analyse des schwarzen Basaltes vom Rautenberg verdankt man Tschermak J. d. g. R. VIII, p. 760.

[3]) Diese Höhenangaben sind dem Werke K. Koristka's „Hypsometrie von Mähren und Oesterreichisch-Schlesien" Brünn 1863, p. 104 u. 105 entnommen.

[4]) Aus diesen Lagen stammen die bekannten silurischen Kalkgeschiebe mit *Orthoceratites duplex* und *Lithuites?*

wegen der Benützung des Gesteines als Chausseematerial durch einen Steinbruch aufgeschlossen wurde, ist in den tiefer gelegenen Partien desselben eine säulenförmige Absonderung des Basaltes deutlich erkennbar. Die ziemlich mächtigen Säulen stehen vertical oder sehr schwach geneigt. Sigmund[1]) hält diese Basalthügel für Quellkuppen im Sinne Reyer's.

II. Constitution des dichten Basanites.

§ 1. Analyse. Mit freiem Auge ist in dieser Mineralassociation nur der Olivin unterscheidbar. Derselbe bildet stets Krystalle von ungefähr demselben Habitus, wie sie Schrauf in seinem Atlas (*Chrysolith*, Fig. 22) abbildet. Ein Hammerschlag legt die Krystalle immer nur theilweise bloss; dieselben ganz von dem sie umhüllenden Basalte zu befreien, verhinderte einerseits die Härte des Gesteines, andererseits die Sprödigkeit der Olivine. Niemals waren Spuren einer Anschmelzung der Olivine an das Basaltmagma zu beobachten. Die Grösse der Olivinkrystalle variirt zwischen 2 und 10 Millimeter. Sie sind reich an Glaseinschlüssen, welche meist regelmässig angeordnet sind. Ausserdem findet man noch im Olivin Magnetitkörnchen und Partikelchen des basaltischen Grundmagmas eingeschlossen; letztere lassen deutlich erkennen, dass sie erst nach der Bildung der Olivinkrystalle in die Höhlungen derselben eingedrungen sind. Augit wurde nie als Einschluss im Olivin beobachtet. Ein Aggregat von Augitkrystallen umgab jedoch wie ein Rahmen einen Olivinkrystall (Fig. 2).

Die meisten Olivine zeigen schon die beginnende Umwandlung in Serpentin. Gewöhnlich besitzt der Serpentin ein feinfaseriges chrysotilähnliches Gefüge, wobei die einzelnen krystallinischen Elemente senkrecht auf einem schnurförmigen Mittelcanal, welcher den Verlauf des ursprünglichen Risses vorstellt, stehen; selten weist derselbe eine vom Infiltrationscanale divergent strahlige Anordnung seiner Theilchen auf (Fig. 1).

Das nächst wichtigste Mineral des Gesteins ist der gelbbraune Augit, welcher nur in winzigen, höchstens 1 Millimeter grossen Individuen vorkommt. Derselbe bildet leistenförmige oder polygonale Krystalle, häufig in Zwillingsstellung, oft sogar zu morgensternartigen Aggregaten vereinigt. Auch er birgt Einschlüsse, welche aber ausschliesslich glasiger Natur sind. Dieselben sind im Centrum des Krystalles zahlreicher als gegen den Rand. Der Kern der Augite zeichnet sich auch stets durch einen dunkleren Farbenton aus.

---

[1]) Jahrb. d. g. Reichsanstalt XXXI, p. 218. Derselbe Autor erwähnt auch in seiner Arbeit den Basalt von Wüst-Polom. Dort kommt jedoch das schon sehr verwitterte Gestein gangförmig entwickelt vor. Der nur auf wenige Meter Länge blossgelegte Gang besitzt eine Mächtigkeit von circa 3 Metern und streicht von Nordwest nach Südost. Ein Fallen ist nicht zu beobachten. Der Basalt ist in kugelige Blöcke aufgelöst und besitzt die nämliche mineralogische Constitution, wie der Ottendorfer Basalt. Nur ist der Olivin schon ganz in Serpentin umgewandelt worden.

Der Magnetit ist durch das ganze Gestein ziemlich gleichmässig vertheilt und hat eine besondere Vorliebe, sich nächst den ausgeschiedenen Augitkrystallen anzuhäufen.

Aeusserst spärlich und ohne jede krystallographische Umgrenzung kommen, in der Grundmasse eingesprengt, rothbraune Lamellen vor, welche sich ziemlich scharf von der umgebenden Masse abheben, gelegentlich Dichroismus zeigen, daher als Biotitlamellen zu deuten sind.

Das scheinbar homogene Grundmagma erweist sich schon bei 200facher Vergrösserung als ein Aggregat winziger Krystalle: Augit, Anorthit und Nephelin.

Am häufigsten sind gelbbraune, leistenförmige, doppeltbrechende Mikrolithe, bei welchen das Extinctionsmaximum mit der Kante der grössten Entwicklung einen Winkel von 52—55° einschliesst. Bei eingeschalteter Quarzplatte zeigen sie lebhafte Farben. Es sind dies Augite.

Ihnen sind an Gestalt ähnlich die farblosen Kryställchen von Anorthit. Diese Bestimmung rechtfertigt sowohl die beobachtete Auslöschungsschiefe von 34—37°, wie auch die nachfolgende chemische Analyse.

Endlich sind noch sehr schwach doppeltbrechende, leistenförmigeoder polygonal ausgebildete Mikrolithe vorhanden, deren Hauptschwingungsrichtung parallel zur Kante der längsten Entwicklung liegt. Bei gekreuzten Nikols sind die Kryställchen lichtblau durchscheinend; mit der Quarzplatte geben sie keinen Farbenwechsel; sie gehören einem einaxigen Minerale: dem Nephelin an.

Die Ausbildungsweise der mineralogischen Elemente dieses Basaltes zwingt zur Annahme, dass der Olivin entweder die allererste Ausscheidung aus der homogenen Grundmasse war oder in fertigen Krystallen vom basaltischen Magma mit an die Erdoberfläche gebracht wurde. Augit, Anorthit und Nephelin sind erst später ausgeschieden worden, u. z. dürfte dieser Namensfolge auch die Altersfolge dieser Minerale entsprechen. Dieselbe wird durch den in Figur 3 abgebildeten Einschluss vom basaltischen Grundmagma im Olivin bewiesen. An den Wandungen des Hohlraumes im Olivin hat sich zuerst eine dünne Schichte krystallisirten Augites angesetzt. Den übrigen Raum erfüllt der Nephelin mit einer grösseren, stark verquetschten Biotitlamelle.

Das Volumgewicht des Basaltes beträgt 3·150. Die chemische Constitution, auf die bei 100° getrocknete Substanz bezogen, ist auf Grund mehrerer Pauschanalysen[1]) im Mittel:

---

[1]) Nach der gewöhnlichen Methode der Pauschanalysen. Es wurde eine grosse Quantität des Gesteines gepulvert und dann aus dieser gut vermischten Masse die Substanz zu den Analysen entnommen.

Analyse 1.

	Percente	Molecularverhältnisse
SiO_2	39·590	660
Al_2O_3	12·250	119
Fe_2O_3	10·148	63
Cr_2O_3	0·127	0·8
FeO	4·694	65
CaO	14·125	252
MgO	14·504	363
K_2O	0·760	8
Na_2O	1·892	31
H_2O	0·567	32
CO_2	0·891	20
MnO / NiO	Spur	
	99·548[1])	

§ 2. Discussion der Analyse. Diese Basaltanalyse unterscheidet sich von den meisten bis jetzt publicirten Basaltanalysen durch den bedeutenden Magnesiagehalt, welcher mit dem Reichthum des Basaltes an Olivin im Zusammenhange steht. Das Verhältniss von Kali und Natron ist 1 : 3·875 und kommt dem von Rammelsberg für den Nephelin postulirten Molecularverhältnisse der einwerthigen Basen 1 : 5 ziemlich nahe. Die Bestimmung als Nephelinbasalt ist also zulässig, obwohl die überwiegenden Bestandtheile Augit und Olivin sind.

Die mineralogische Zusammensetzung des Basaltes sollen die nachfolgenden Tabellen erläutern. Bei der Austheilung der chemischen Bestandtheile wurden die beobachteten 0·567% H_2O nicht berücksichtigt, da sich diese geringe Menge Wasser durch die beginnende Serpentinisirung und Kaolinisirung theilweise erklären lässt. Der kohlensaure Kalk kann als integrirender Bestandtheil des Basaltes angesehen werden; denn selbst das möglichst frische Gestein enthält häufig mit freiem Auge sichtbare Pünktchen von weissem Kalke eingeschlossen. Dennoch ist der Gedanke an eine partielle Infiltration von oben nicht ausgeschlossen, zumal diesen Basalt Kalkgeschiebe in nicht unbedeutenden Mengen überlagern.

Der bei dieser Austheilung[2]) sich ergebende Rest der Oxyde des Eisens wurde dem Magnetit zugewiesen. Die Zahl der Molecüle

[1]) Phosphorsäure ist im Basalt nicht nachweisbar.

[2]) Zum Behufe der Berechnung der Mineralconstitution wurden folgende begründete Annahmen gemacht:

Das Verhältniss von Eisenoxydul und Magnesia im Olivin wurde mit 1 : 10 angenommen, weil es Bořicky in seinem Werke „Ueber Basaltgesteine Böhmens, (Landesdurchforschung Böhmens, II. Band, I. Abth., II Th., p. 29) für die basaltischen Olivine als allgemein giltig aufführt und auch Rammelsberg (Handwörterbuch des chem. Theiles der Mineralogie 1841, II. Abth., p. 28) ausdrücklich sagt, dass bei den basaltischen Olivinen der verschiedensten Fundorte eine auffallende Uebereinstimmung im Gehalte der beiden Basen stattfindet, so dass die vorhandene Talkerde zehnmal so viel Sauerstoff enthält, als das Eisenoxydul. Kalkerde konnte im Olivin des Ottendorfer Basaltes nicht nachgewiesen werden.

entspricht jedoch nicht der Formel dieses Minerales ($FeO + Fe_2O_3$), wenn man, von der Anzahl der restirenden Eisenoxydmolecüle ausgehend, die Quantität von Fe_3O_4 bestimmen wollte. Es stellt sich demnach heraus, dass der Percentsatz des Eisenoxyduls im Basalte trotz mehrfacher Bestimmungen doch vielleicht zu niedrig befunden wurde, oder dass eine geringe Menge des Eisens theils als Ferrit oder als Magnoferrit, Picotit etc. vorhanden ist. Für Beides sprechen manche Gründe. Doch ist es kaum möglich, mit genügender Sicherheit eines der letztgenannten Minerale hier zur Rechnung herbeizuziehen, und es empfiehlt sich, wegen der Einfachheit der Rechnung lieber einen Fehler in der Eisenoxydulbestimmung anzunehmen. Letzterer ist möglich und dann gerade durch den Magnetitgehalt hervorgerufen, denn speciell zu diesem Zwecke mit Magnetitpulver angestellte Versuche[1]) zeigten, dass die Titrirung in diesem Falle stets einen zu geringen Percentsatz für Eisenoxydul ergibt.

Die Anzahl der Molecüle, welche von den einzelnen chemischen Bestandtheilen auf jedes der diesen Basalt zusammensetzenden Minerale entfällt, macht nachstehende Tabelle ersichtlich:

Tabelle I.

	Kohlensaurer Kalk	Anorthit	Nephelin	Olivin	Augit	Magnetit	Summe	Reste
SiO_2	·	94	94	128	347	·	663	— 3
Al_2O_3	·	47	39	·	33	·	119	·
Fe_2O_3	·	·	·	·	11	38	49	+ 14 *Fe*
Cr_2O_3	·	·	·	·	-	0·8	·	·
FeO	·	·	·	23	32	38	93	— 28 Fe_2
CaO	20	47	·	·	185	·	252	·
MgO		·	·	233	130	·	363	·
K_2O	·	·	8	·	·	·	8	·
Na_2O	·	·	31	·	·	·	31	·
CO_2	20	·	·	·	·	·	·	·
H_2O	·	·	·	·	·	·	·	32

Bei der Austheilung der Bestandtheile für Augit stützte ich mich einerseits auf die speciell zu diesem Zwecke ermittelte Constitution des unlöslichen Rückstandes (vide Text nachfolgende Seite), andererseits auf eine von Rammelsberg (Mineralchemie pag. 410, An. 10) angeführte Analyse eines böhmischen Augites. Aus dieser ergeben sich folgende Verhältnisszahlen:

$$MgO : CaO : FeO = 4{\cdot}1 : 5{\cdot}7 : 1 \text{ und } \overset{III}{R_2}O_3 : \overset{II}{R}O = 1 : 8.$$

Der Augit des Ottendorfer Basaltes hätte hingegen die Verhältnisszahlen:

$$MgO : CaO : FeO = 4{\cdot}0 : 5{\cdot}8 : 1 \text{ und } \overset{III}{R_2}O_3 : RO = 1 : 7{\cdot}9.$$

Der Augit des Ottendorfer Basaltes käme somit der Constitution des böhmischen Augites (a. a. O.) sehr nahe; derselbe würde aber der älteren Ansicht Rammelsberg's über die chemische Natur der Augite entsprechen und ungefähr die Formel 79 $(CaMgFe)\,SiO_3 + 10\,(Al_2Fe_2)\,O_3$ besitzen.

[1]) Es wurde sowohl feinstes Magnetitpulver allein, als auch innig mit chemisch reiner Kieselsäure gemengt zuerst mit Fluorammonium in Kohlensäure-Atmosphäre behandelt und dann die Titrirung vermittelst übermangansaurem Kali vorgenommen. Stets wurde weniger Eisenoxydul ermittelt, als dem Magnetit entspräche.

Die diesen Molecularverhältnissen entsprechenden Percente sind in nachfolgender Tabelle aufgeführt. Ihre Summen geben zugleich den Percentsatz für die einzelnen in unserem Basalte vorkommenden Mineralspecies.

Tabelle II.

	Kohlensaurer Kalk	Anorthit	Nephelin	Olivin	Augit	Magnetit	gerechn. Summe	beobachtet
SiO_2	·	5·640	5·640	7·680	20·820	·	39·780	39·590
Al_2O_3	·	4·822	4·001	·	3·386		12·209	12·250
Fe_2O_3	·	·	·	·	1·760	6·080	7·840	10·148
Cr_2O_3	·	·	·	·	·	0·127	0·127	0·127
FeO	·	·	·	1·656	2·304	2·736	6·696	4·694
CaO	1·120	2·632	·	·	10·360	·	14·112	14·125
MgO	·	·	·	9·320	5·200	·	14·520	14·504
K_2O	·	·	0·752	·	·	·	0·752	0·760
Na_2O	·	·	1·922	·	·	·	1·922	1·892
CO_2	0·880	·	·	·	·	·	0·880	0·891
H_2O	·	·	·	·	·	·	0·576	0·567
	2·000	13·094	12·315	18·656	43·830	8·943	99·414	99·548

Die Richtigkeit dieser Austheilung ward durch folgenden Versuch bewiesen. Von dem feingepulverten Basalt, der bis zur Erschöpfung mit gewässerter kalter Salzsäure behandelt worden war (wobei das Basaltpulver stark gelatinirte), waren 40·064 Percent der angewendeten Substanz in Lösung gegangen, und zwar

	Percente	Molecularverhältnisse
SiO_2	3·037	
Al_2O_3	8·864	86 = 47 + 39
Fe_2O_3	10·654	67
CaO	3·727	67 = 20 + 47
MgO	9·312	233
Alkalien H_2O u. CO_2	4·470 als Verlust.	
	40·064 Procent	

Von den im Basalt durch das Mikroskop nachweisbaren Mineralien sind in Salzsäure löslich: Magnetit, Nephelin, Anorthit und Olivin. Diese müssen zusammen die ausgelaugten Percente geben (z. B. von Fe_2O_3 incl. FeO = 10·960). Der durch den Natron- und Kaligehalt bestimmte Nephelin benöthigt zu seinem Aufbau 39 Molecüle Thonerde = 4·001 Percent Al_2O_3. Es bleiben somit noch von der in Lösung gegangenen Thonerde 47 Molecüle übrig. Wenn man ferner von den beobachteten 47 Molecülen Kalkerde die an Kohlensäure gebundenen 20 Molecüle abzieht, so restiren ebenfalls 47 Molecüle. Die bei dieser Austheilung somit übrigbleibenden Molecüle von Thonerde und Calcia stehen zu einander in einem dem Anorthit entsprechenden Verhältnisse von 1 : 1. Ebenso ist der Eisengehalt des Magnetites und Olivines = 69 Fe_2O_3 dem oben gefundenen fast gleich.

B. Hydatogene Umwandlung des Basaltes.

I. Constitution des lockeren, körnigen, kalinatronfreien Basaltes der oberen Etagen.

§. 1. Analyse des Gesteines. Schon früher war angedeutet worden, dass man im Ottendorfer Basaltlager zwei Zonen unterscheiden kann. Die in den tieferen Schichten deutlich erkennbare Säulenstructur wird nämlich gegen den Tag zu immer undeutlicher und der oberste Theil der Basaltkuppe besteht nur mehr aus einem Haufwerk von abgerundeten Blöcken, welche mit einem kalkigen weissen Bindemittel verkittet sind. Auch die Beschaffenheit des Basaltes ist in den oberen Schichten eine wesentlich andere. Sein homogenes Gefüge ist gänzlich verloren gegangen; er ist bröckelig geworden und oft in einem solchen Grade, dass man ihn mit der Hand zerdrücken kann. Kohlensaurer Kalk durchzieht in feinen Aederchen die ganze Masse. In den Klüften der einzelnen Blöcke finden sich auch concentrisch strahlige Aggregate von blassrothem Aragonit. Der Olivin ist in Serpentin umgewandelt.

Das Volumgewicht dieses Basaltes ist 2·864. Das Pulver desselben ist aschgrau. Die Zusammensetzung der bei 100° C. getrockneten Substanz beträgt im Mittel:

Analyse II.

	Percente	Molecularverhältnisse
SiO_2	41·302	688
Al_2O_3	11·094	108
Fe_2O_3	11·143	70
Cr_2O_3	0·170	1
FeO	3·133	44
CaO	17·225	308
MgO	9·479	237
H_2O	2·862	159
CO_2	3·162	72
MnO Alkalien	Spur	
	99·570	

Nachdem auch dieser Basalt durch 10 Tage mit kalter gewässerter Salzsäure behandelt worden (wobei derselbe nur unmerklich [1]) gelatinirte), waren 37·297 Percent in Lösung gegangen; darunter ausser Magnesia und Eisen noch 2·116 Percent SiO_2, 6·758 Percent CaO, und 7·734 Percent Al_2O_3.

§. 2. Constitution des Basaltes. Auf diese Werthe, sowie auch auf die Zusammensetzung der einzelnen Mineralien des Ottendorfer Basaltes, wie sie bei der Analyse I angenommen wurde, gestützt,

[1]) Ein Zeichen für die Abwesenheit von Nephelin und Olivin.

versuchte ich auch die hier gefundenen Molecüle der chemischen Bestandtheile zu passenden Verbindungen zu gruppiren. Da Kali und Natron nur in Spuren nachgewiesen werden konnte, somit Nephelin als solcher kaum mehr vorhanden ist, dennoch aber mehr Thonerde durch Salzsäure extrahirt wurde, als dem vorhandenen Anorthit entspricht, so ist anzunehmen, dass der Nephelin in ein durch Salzsäure zersetzbares Hydrosilicat der Thonerde: in Halloysit umgewandelt worden ist. Der Basalt bestünde somit aus:

72 Molecülen kohlensaurem Kalk
49 „ Anorthit ($CaAl_2Si_4O_8$)
25 „ Halloysit ($H_2Al_2\ Si_2O_8$ + 3 aq.)
39 „ Serpentin ($H_2\ Mg_3\ Si_2O_8$ + aq.)
356 „ Augit
40 „ Magnetit mit Spuren von Chromit
106 „ Hyalith [1]).

Die Percente, welche von den einzelnen chemischen Bestandtheilen auf jedes der genannten Minerale entfallen, gibt nachfolgende Tabelle wieder.

Tabelle III.

	Kohlen-saurer Kalk	Anorthit	Halloysit	Augit	Serpentin	Magnetit	Hyalith	Summe	Differenz. Beob.-Rechn.
SiO_2	·	5·880	3·000	21·360	4·680	·	6·360	41·280	+ 0·022
Al_2O_3	·	5·027	2·565	3·488	·	·	·	11·080	+ 0·014
Fe_2O_3	·	·	·	1·760	·	6·400	·	8·160	+ 2·983
Cr_2O_3	·	·	·	·	·	0·152	·	0·152	+ 0·018
FeO	·	·	·	2·276	0·792	2·880	·	5·948	— 2·815
CaO	4·032	2·744	·	10·696	·	·	·	17·472	— 0·247
MgO	·	·	·	5·280	4·200	·	·	9·480	— 0·001
H_2O	·	·	1·800	·	1·404	·	0·198	3·402	— 0·540
CO_2	3·168	·	·	·		·	·	3·168	— 0·006
	7·200	13·651	7·365	44·860	11·076	9·432	6·558	100·142	

Die Differenzen zwischen Beobachtung und Rechnung sind nur beim Percentsatz für Eisenoxyd und Eisenoxydul bedeutend; dieselben finden jedoch auch hier ihre Erklärung in den schon früher (pag. 476) angeführten Thatsachen. Da die Auswerthung des Wassergehaltes aber bei dessen Bestimmung mittelst Glühen durch den Gehalt des Gesteines an Eisenoxydul [2]) beeinflusst wird, so ist demnach auch der in der Analyse II beobachtete Percentsatz für H_2O zu niedrig befunden worden. Die Differenz im Wassergehalte würde daher sofort von 0·540 auf 0·227 Percent herabsinken, sowie man das Plus von 2·815 Percent

[1]) Sigmund beobachtete Kieselsäure-Ausscheidungen, welche er für Quarz und Calcedon hielt (a. a. O. p. 214).
[2]) Es wurde nämlich die in Folge der Umwandlung von FeO in Fe_2O_3 eintretende Gewichtszunahme beim Glühen stets berücksichtigt.

FeO, welches die Rechnung gegenüber der Beobachtung ergibt, bei der Rectification des Wassergehaltes in Betracht zieht.

Die Summe aller durch Salzsäure ausziehbaren Mineralbestandtheile beträgt nach dieser Austheilung inclusive von 2·116 Percent SiO_2, welche nach dem auf Seite 478 angeführten Versuch in Lösung gegangen waren, 37·690 Percent, wenn alles Eisenoxydul als Eisenoxyd in Rechnung gestellt wird. Die Differenz gegen die Beobachtung ist nur — 0·393 Percent. Die Uebereinstimmung ist also nahezu vollständig.

§. 3. Auftreten des Halloysites und Bedeutung des Olivines. Diese Austheilung macht dasselbe ersichtlich, was schon eine blosse Betrachtung der Handstücke lehrt, nämlich, dass der Olivin im Magma der oberen Schichten weniger reichlich enthalten ist, als in dem der tieferen. Das Mengenverhältniss des Augites und Anorthites im Grundmagma des frischen Basaltes der unteren Partien ist 3·35 : 1 und im zersetzten Basalte der oberen Partien 3·29 : 1, also in beiden nahezu das gleiche. Ebenso ist das Verhältniss zwischen Anorthit und Magnetit im ersteren Falle 1·46 : 1 und im letzteren 1·45 : 1 daher nahezu gleich. Diese Constanz berechtigt zu dem Schlusse, dass die mineralogische Zusammensetzung des Magmas in Bezug auf das Mengenverhältniss der dasselbe bildenden Mineralbestandtheile in allen Schichten die gleiche ist.

Der Unterschied zwischen dem Grundmagma des Basaltes in der Tiefe und an der Oberfläche des Basaltlagers besteht dann nur in der Abwesenheit des Nephelins im letzteren, für welchen jedoch die Rechnung Hyalith und Halloysit ergibt. Man muss daher unbedingt annehmen, Halloysit und Hyalith seien Producte der Zersetzung des Nephelins [1]).

Die auffallend geringere Menge des Olivins in den obersten Partien des Basaltbruches (nur circa 11 Percent gegen 19 Percent in den unteren Schichten) legt ferner den Schluss nahe, dass der Olivin im Basaltmagma schon als fertiges Mineral vorhanden war, als die mineralogische Differenzirung der Grundmasse in Augit, Anorthit, Nephelin und Magnetit noch nicht stattgefunden hatte. Der Olivin konnte deshalb in dem noch zähflüssigen Magma untersinken und muss sich daher in den tieferen Schichten des Basaltlagers häufiger finden, als in den oberen [2]).

---

[1]) Nach Bořicky (a. a. O.) sind alle Basalte Böhmens, in welchen er Hyalith als secundäres Mineral beobachtete, mehr oder weniger nephelin- und leucithältig.

[2]) Auch Madelung (J. d. g. R. 1864, pag. 3) beobachtete, dass der mandelsteinartige Basalt von Freiberg in Mähren ärmer an Chrysolith sei, als der dichte von derselben Localität. Da ersterer schon durch seine Ausbildungsweise erkennen lässt, dass er den obersten Partien des Basaltlagers angehören müsse, so ist dies eine Bestätigung für meine Beobachtung.

Ch. Darwin „Ueber vulcanische Inseln" (Stuttgart 1877, pag. 123) beobachtete am Basalt von der James-Insel die Trennung der Constituenten nach dem specifischen Gewicht in obere und untere Etagen: „Es würden daher in einer Masse von flüssig gewordenem, aber nicht stark blasigem Magma Feldspathkrystalle (weil sie das kleinste specifische Gewicht) die Neigung haben, nach den oberen Theilen aufzusteigen, und Krystalle der anderen Minerale (Augit, Olivin) werden zu Boden sinken.

Prof. Schrauf machte eine ganz gleiche Beobachtung (wie er mir mittheilte) an Basalten von der österreichisch-ungarischen Grenze.

Von einem anderen Gesichtspunkte aus betrachtet, könnte man die Erscheinung auch durch die Annahme erklären, dass dem Olivin wegen der rascheren Erstarrung des Basaltes in den obersten zu Tage tretenden Partien nicht Zeit genug blieb, um sich in demselben Masse auszuscheiden, wie in den tieferen Schichten, in welchen schon aus der säulenförmigen Absonderung eine sehr langsame Abkühlung gefolgert werden kann. Unter dieser Voraussetzung müsste das Gestein der Decke voraussichtlich ebenso magnesiareich sein, wie jenes der Säulen. Aus den Analysen geht aber hervor, dass der Gesteinsbrei oben an und für sich schon viel ärmer an Magnesia gewesen ist, als unten und diese Thatsache spricht für die erstere Erklärung dieser Erscheinung [1]).

II. Bolartiges [2]) Zersetzungsproduct des Basaltes der oberen Etagen und Umwandlung der den Basalt constituirenden Minerale.

§. 1. Vorkommen: Die breiteren Klüfte zwischen den einzelnen Basaltblöcken werden von einer rothbraunen Masse erfüllt. Dieselbe ist jedoch nicht homogen, sondern ein durch parallelfaserigen Kalk verkittetes Conglomerat rothbrauner, oft taubeneigrosser Partikelchen, zwischen denen spärlich grüne, serpentinöse Fragmente eingeschaltet sind.

Dieses Conglomerat entstand nach den in situ gemachten Beobachtungen auf folgende Weise. In die weiten Klüfte des Basaltes fielen die durch die Denudation losgelösten Theilchen der oberen Basaltblöcke und erfuhren dort unter der Einwirkung der reichlich circulirenden Wässer eine weitgehende Zersetzung. Der die Klüfte begrenzende dichte Basalt der unteren Etagen zeigt dem gegenüber nur eine oberflächliche gelbe Verwitterungskruste.

§. 2. Analyse der reinen Bolussubstanz. Die von allen mit freiem Auge erkennbaren fremden Beimengungen (zu denen hauptsächlich jene serpentinösen Fragmente gehören) befreite rothe bolartige Substanz, welche in diesem Zustande das zersetzte augitische Grundmagma repräsentirt, ergab bei 100° C. getrocknet folgende Zusammensetzung:

---

[1]) Da anzunehmen ist, dass einerseits durch die Denudation, andererseits durch die einstige diluviale Gletscherbedeckung die ursprüngliche Höhe der Basaltkuppe von Ottendorf bedeutend verringert worden ist, so darf man nicht erwarten, dass der jetzt noch sichtbare Theil des Ottendorfer Basaltlagers dessen primäre Erstarrungskruste in ihrer ganzen früheren Mächtigkeit repräsentire.

[2]) Obgleich der Bol und dieses Zersetzungsproduct in chemischer Beziehung nicht vollkommen gleich sind, wurde dennoch der Name Bol zur Bezeichung gewählt, um die Einführung eines neuen Namens zu vermeiden; massgebend war die Gleichheit der Farbe, sowie auch der Umstand, dass diese Substanz wie Bol im Wasser zerfällt.

Analyse III.

	beob Perc.	beob. Mole-cularverh.	ang. Mole-cularverh.		ger. Perc.	diff. Beob.-Rechn.
SiO_2	53·672	8945	1100		52·862	+ 0·810
Al_2O_3	12·944	1263	156	300	12·819	+ 0·125
Fe_2O_3	18·443	1153	144		18·454	— 0·011
CaO	2·653	474	63	200	2·826	— 0·173
MgO	4·519	1129	137		4·389	— 0·130
H_2O	7·784	4324	600		8·650	— 0·866
	100·015				100·000	

Die Constitution dieser Substanz, deren Volumgewicht 2·117 ist, entspricht der Formel:

$$2\ (CaMg)\ SiO_3 + 3\ [(Al_2Fe_2)\ Si_3O_9 + 2aq]$$

Demnach wären noch zwei Molecüle unzersetzten Augites diesem Zersetzungsproducte beigemengt.

§. 3. Pauschanalyse der Kluftausfüllung. Dieselbe wurde deshalb ausgeführt, weil nur die Kenntniss der chemischen Constitution der nicht homogenen Kluftausfüllung in toto einen Einblick in den Gang der Zersetzung des Basaltes gewähren kann.

Auf die bei 100° C. getrocknete Substanz bezogen, ergaben sich als Mittelwerthe zweier Analysen folgende Zahlen:

Analyse IV.

	Percente	Molecularverhältnisse
SiO_2	15·165	631
Al_2O_3	2·870	70
Fe_2O_3	6·838	107
CaO	38·868	1735
MgO	1·595	100
H_2O	4·135	574
CO_2	30·085	1709
	99·556	

§. 4. Berechnung des basaltischen Zersetzungsproductes. Die Constitution des rothen bolartigen Zersetzungsproductes kann nun auf Grund der Pauschanalyse berechnet werden. Es müssen nur von den einzelnen im Grundmagma des Gesteines vorhandenen Mineralen die verschiedenen Zersetzungsstadien aufgesucht werden. Weil die in den Klüften der Umwandlung anheimgefallenen Basaltstücke jedenfalls dem oberen Horizonte des Basaltlagers entstammen, bildet auch die auf die Analyse II begründete Austheilung der chemischen Bestandtheile den Ausgangspunkt der Berechnung. Aus jener Analyse II des Basaltes der oberen Etagen geht hervor, dass der ursprüngliche Olivin ganz in Serpentin und der Nephelin in ein durch Salzsäure zerlegbares Hydrosilicat der Thonerde vom Typus $H_2Al_2Si_2O_8 + 3$ aq umgewandelt wurde. Ausserdem tritt noch kohlensaurer Kalk und ein Ueberschuss von Kieselsäure auf; letzterer beträgt, (wenn man auch annimmt, dass alle jene Kieselsäure, welche durch die Zersetzung der einzelnen Minerale etwa frei wurde, im Basalt verblieb, eine Voraussetzung, die

nach Zirkel[1]) berechtigt ist), noch 57 Molecüle und ist sicherlich auf Rechnung einer Kieselsäure-Infiltration von oben her zu setzen. Der kohlensaure Kalk sowie auch dieser Ueberschuss von Kieselsäure wurden in den nachfolgenden Berechnungen nicht in Betracht gezogen.

Die Annahmen aber, welche zum Behufe der „theoretischen" Ableitung der chemischen Constitution des rothen bolartigen Zersetzungsproductes (gerechnet aus der Zusammensetzung des Basaltes II) gemacht wurden, sind: Alle Kieselsäure des Basaltes blieb trotz der Umwandlung dem rothen Zersetzungsproducte erhalten. Vom Olivinserpentin wurden im Laufe der Umwandlung zwei Drittheile seiner Masse weggeführt. Wie der Nephelin, so wurde auch der Anorthit unter Verlust des ganzen Kalkes und der halben Anzahl seiner Thonerdemolecüle in Halloysit umgewandelt. Die Thonerde und das Eisenoxyd des Augites erlitten keine Einbusse; das Eisenoxydul dieses Minerales finden wir eben so, wie das Eisenoxydul des zerstörten Serpentins als Eisenoxydhydrat wieder; der Kalk und die Magnesia des Augites wurden im molecularen Verhältnisse 2·07 : 1, welchem ein procentuares Verhältniss von 2·88 : 1 entspricht, weggeführt. Für alle ausgelaugten zweiwerthigen Basen dieses Minerales trat Wasser ein. Der Magnetit blieb, abgesehen von einer etwaigen partiellen Oxydation seines Eisenoxydulgehaltes, unverändert.

Zum besseren Verständniss des hier angenommenen Ganges der Zersetzung des Basaltes der oberen Etagen diene nachfolgende Tabelle, in welcher die Columme

a) die berechnete Anzahl der Molecüle für jedes den Ottendorfer Basalt constituirende Mineral im noch unzersetzten Gesteine,

b) die Anzahl der Molecüle im etwas zersetzten Basalte (begründet durch Analyse II),

c) die Zahl der bei der weiteren Umwandlung des Basaltes in das rothe bolartige Zersetzungzproduct aus-, respective eingetretenen Molecüle angibt. Erstere sind mit Minus, letztere mit Plus bezeichnet.

Tabelle IV.

	Anorthit-Halloysit			Nephelin-Halloysit			Olivin-Serpentin			Augit			Magnetit und Eisenoxydhydrat		
	a	*b*	*c*	*a*	*b*	*c*	*a*	*b*	*c*	*a*	*b*	*c*	*a*	*b*	*c*
SiO_2	98	98	·	100	100	·	77	77	·	356	356	·	·	·	·
Al_2O_3	49	49	— 24	42	25		·	·	·	34	34	·	·	·	·
Fe_2O_3	·	·	·	·	·	·	·	·	·	11	11	·	40	40	+ 20
FeO	·	·	·	·	·	·	14	11	— 7	33	33	— 33	40	40	·
CaO	49	49	— 49	·	·	·	·	·	·	191	191	— 138	·	·	·
MgO	·	·	·	·	·	·	140	105	— 70	132	132	— 67	·	·	·
K_2O	·	·	·	8	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·
Na_2O	·	·	·	34	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·
H_2O	·	·	+ 100	·	100	·	·	78	— 52[2])	·	·	+ 238	·	·	+ 20

[1]) Zirkel (Petrographie II, pag. 293) sagt unter Anderm: „Bedeutende Zersetzungen können im Basalte von statten gehen, ohne dass der ursprüngliche Kieselsäuregehalt eine Aenderung erfährt.

[2]) Damit soll nicht gesagt sein, dass diese 52 Molecüle H_2O in der That aus dem zersetzten Basalt entfernt worden seien, sondern nur, dass sie aus ihrer Verbindung mit dem Serpentinmolecül getreten sind.

Die Constitution des auf diese Weise umgewandelten Basaltes lautet dann:

α. gerechnet

	Percente	Molecularverhältnisse
SiO_2	49·145	631
Al_2O_3	11·187	84
Fe_2O_3 [1]	19·315	93
CaO	3·853	53
MgO	5·192	100
H_2O	11·308	484
	100·000	

Wenn man von der Pauschanalyse IV der rothen bolartigen Kluftausfüllung 28 $FeCO_3$ + 1682 $CaCO_3$ in Abzug bringt, welche Formel einen sehr eisenarmen Calcit darstellt, so lautet die auf 100 Procent umgerechnete Analyse des Restes:

Analyse IV β.

	Percente	Molecularverhältnisse
SiO_2	49·028	631
Al_2O_3	9·301	70
Fe_2O_3	19·259	93
CaO	3·843	53
MgO	5·180	100
H_2O	13·379	574
	100·000	

Die Differenzen zwischen der Rechnung α und Analyse IV β sind so unbedeutend, dass man sie nur als Beweis für den angenommenen Gang der Zersetzung auffassen kann.

Zudem erlaubt das rothe bolartige Zersetzungsproduct (Analyse IV β) auch noch nachstehende Zergliederung in seine mineralischen Constituenten. Diese Zergliederung, welche nicht nur der chemischen Zusammensetzung der bolartigen Substanz vollkommen entspricht, sondern auch nur Minerale aufweist, die als Verwitterungsproducte der Mineralbestandtheile des frischen Basaltes zumeist bekannt sind, wird somit zu einer wesentlichen Bekräftigung der früheren Hypothesen. Die rothe bolartige Kluftausfüllung bestünde demnach aus:

118 Molecülen unzersetzten Augites
16 „ Cimolit ($H_2[AlFe]_4Si_3O_{10}$ + aq) [2]
50 „ Halloysit ($H_2Al_2Si_2O_8$ + 3 aq)
13 „ Serpentin ($H_2[MgFe]_3Si_2O_8$ + aq)
40 „ Limonit ($H_6Fe_4O_9$) und
339 „ Opal, in welchem sich Kieselsäure zum Wasser wie 17 : 10 verhält.

---

[1]) Alles Eisenoxydul wurde als Oxyd berechnet.

[2]) Cimolit als Zersetzungsproduct von Augit, siehe Anhang zu IV. „Anauxit und Cimolit". Das Verhältniss von Al_2O_3 : Fe_2O_3 ist hier 9 : 7.

Die Gesammtsubstanz selbst kommt der Formel $RSiO_3$ + aq sehr nahe, welcher Formel auch der von Schrauf beschriebene aphroditähnliche Siliciophit ziemlich gut entspricht. [1])

§. 5. Umwandlung der im Ottendorfer Basalt vorkommenden Minerale. Für die Umbildung der einzelnen den Ottendorfer Basalt zusammensetzenden Minerale lassen sich aus dem bisher Gesagten nachfolgende Schlüsse ziehen.

a) Die Gruppe der Metasilicate (hier Augit) erleidet unter der Einwirkung kohlensäurehältiger Wässer vorerst eine bedeutende Verminderung des Eisenoxydules und der Kalkerde; resistenter erweist sich die Magnesia. Das Eisenoxyd bleibt intact, die Thonerde hingegen wird partiell und zwar circa um die Hälfte des ursprünglichen Percentsatzes ausgelaugt. Denn wenn man nach der für unseren Augit giltigen Formel $8\,RSiO_3 + R_2O_3$ die zu den restirenden 118 Molecülen des unzersetzten augitischen Metasilicates gehörigen 15 Molecüle der Sesquioxyde berechnet und diese von der ursprünglichen Zahl der R_2O_3 Molecüle in Abzug bringt, so ergibt sich, dass 30 Molecüle R_2O_3 und zwar $7\,Fe_2O_3$ und $23\,Al_2O_3$ durch die Zersetzung des Augites frei wurden. Die Differenz im Thonerdegehalt zwischen α und Analyse IV β beträgt nun 14 Molecüle, und diese Zahl kommt ungefähr der halben Anzahl der durch die Zerstörung der Augitmolecüle frei gewordenen Thonerdemolecüle gleich. Führt man noch für die 12 weggeführten Thonerdemolecüle Wasser in äquivalenten Mengen (i. e. 36 Molecülen) ein, so verringert sich auch die Differenz im Wassergehalte zwischen beiden Analysen von 90 auf 54 Molecüle, welcher Rest dann in der Hydratisirung des Magnetits seine Erklärung findet. Der Augit zerfällt demnach während seiner Verwitterung im Wesentlichen in Cimolit und Opal-Kieselsäure.

b) Der Nephelin erfährt bei seiner Umwandlung in Natrolith [2]) eine ähnliche Reduction der Thonerde (um die Hälfte der ursprünglichen Grösse), wie der Augit. Durch die Annahme ganz analoger Processe, wie sie für die Bildung von Natrolith aus Nephelin Geltung haben, kann aber auch die Umwandlung des Nephelins in Halloysit erklärt [3]) werden. Für den Nephelin des Ottendorfer Basaltes ist es

---

[1]) Schrauf (Groth, Zeitschr. f. Kr. VI, pag. 354) zergliedert auch den aphroditähnlichen Siliciophit in Serpentin und Opal; letzterer besitzt eine ziemlich analoge Constitution, wie dieser von mir hier angenommene Opal.

[2]) An dieser Stelle sei der Analysen frischer und zersetzter Phonolithe gedacht, welche von Rath (Zeitschr. d. d. g. G. VIII, p. 296), von Struve (Pog. An. VII, p. 348) und Gmelin (Pog. An. XIV, p. 360), ausgeführt wurden. Alle drei Forscher constatiren eine mit der Verwitterung des Gesteines im innigen Zusammenhange stehende Abnahme des Thonerdegehaltes im untersuchten Gestein.

Curt v. Eschenbrecher (Tschermak, Min. Mitth., neue Folge, III. Bd. p. 1 u. ff.), welcher die Umwandlung der Nephelingesteine genauer studirte, fand, dass bei der Zersetzung eines nephelinhältigen Phonolithes zuerst eine bedeutende Verminderung der Thonerde eintrete, und dass diese Erscheinung in der Umwandlung des Nephelins in Natrolith, welche er auf mikroskopischem Wege constatirte begründet sei.

[3]) Verdoppelt man die Formel eines kalifreien Nephelins $Na_4Al_4Si_4O_{16}$, so kann die stöchiometrische Constitution des Natrolithes ($Na_2Al_2Si_3O_{12}$ + 2 aq)

sogar wahrscheinlich, dass derselbe durch das Stadium des Natrolithes [1] hindurch in Halloysit ($H_2Al_2Si_2O_8$ + 3 aq) umgewandelt wurde und dabei die Hälfte seines ursprünglichen Thonerdegehaltes verlor.

Schon aus der Tabelle IV ist ersichtlich, dass (unter der begründeten Voraussetzung der mineralogischen Identität des Grundmagmas in allen Schichten des Basaltlagers) die Umwandlung des Nephelins in Halloysit nur unter Wegführung der Hälfte des Thonerdegehaltes vor sich gegangen sein kann. Denn anstatt der 42 Molecüle Al_2O_3, welche der Nephelin zu seinem Aufbau benöthigte, treten nur 25 Molecüle, also nur die Hälfte im Restmineral auf. Diese Zahlen werden noch verständlicher, wenn man die beiden Silicate des Nephelins $Na_2Al_2Si_2O_8$ und $K_2Al_9Si_4O_{12}$ separat betrachtet. Das basische Natronsilicat benöthigt zu seinem Aufbau 34 Molecüle Al_2O_3, von denen nur die Hälfte in 17 Molecülen bei der Halloysitbildung Verwendung finden. Da sich nun das Leucitmolecül in Bezug auf seine stöchiometrische Constitution von dem des basischen Natronsilicates wesentlich unterscheidet, ist vielleicht die Annahme berechtigt, dass das Leucitmolecül ohne Verminderung des Thonerdegehaltes in Halloysit umgewandelt wird. Dieser Auffassung entsprechen auch obige Werte, indem die halbe Anzahl der Thonerdemolecüle des basischen Natronsilicates und die 8 Molecüle Al_2O_3 des leucitischen Silicates zusammen gerade 25 Molecüle Halloysit geben.

c) Für **A n o r t h i t** ($CaAl_2Si_2O_8$) ist schon wegen der chemischen Aehnlichkeit mit Nephelin die Umwandlung in Halloysit anzunehmen, nur mit dem Unterschiede (und dies bestätigt ebenfalls die Beobachtung), dass der Anorthit etwas länger der Zersetzung widersteht, als der leicht zerstörbare Nephelin.

durch die Wegführung je eines Molecüles Na_2O, Al_2O_3 und SiO_2 nebst Hydratisirung des Restes aus jener des Nephelins abgeleitet werden. Würde, analog diesem Vorgange, auch das zweite Molecül Natron durch Wasser ersetzt, ferner ein Molecül Kieselsäure abgespalten, sowie noch Wasser hinzutreten, so hätte der verbleibende Rest die Constitution des durch Salzsäure zerlegbaren Halloysites ($H_2Al_2Si_2O_8$ + 3 aq), durch welche Formel recht gut auch die Verwandtschaft des Zersetzungsproductes mit dem ursprünglichen Mineral hervortritt.

In Procenten würde sich diese Umwandlung folgendermassen ausdrücken lassen:

	Nephelin	Natrolith	Halloysit
SiO_2	42·164	47·294	40·733
Al_2O_3	36·051	26·957	34·826
Na_2O	21·785	16·290	—
H_2O	—	9·459	24·441
	100·000	100·000	100·000

Dadurch wird auch die Beobachtung Eschenbrecher's erklärt, der zu Folge bei der Zersetzung des nephelinhaltigen Phonolithes zuerst der Kieselsäure und Wassergehalt zu-, der Thonerdegehalt hingegen abnimmt, und in jener Zone, wo auch schon der Natrolith beginnende Zersetzung zeigt, der Thonerdegehalt wieder bis fast zur ursprünglichen Höhe steigt, was der Umwandlung des Natrolithes in Halloysit entspräche.

[1] Der im zersetzten Basalt der oberen Etagen häufig auftretende Aragonit beweist das einstige Vorkommen heisser Gewässer. Warmes Wasser würde aber auch, wie allgemein angenommen wird, die Bildung der Zeolithe ermöglichen. Es ist somit keineswegs die Beobachtung im Widerspruche mit der Theorie.

d) Der Olivinserpentin leistet relativ lange dem zersetzenden Wasser Widerstand, wie die in der bolartigen Substanz eingebetteten grünen Partikelchen beweisen.

e) Neben dem Augit, welcher schon theilweise auf Grund seiner Constitution als Metasilicat schwer verwittert, bleibt der Magnetit am längsten unverändert. Die Umwandlung, welche derselbe erfährt, besteht in einer langsamen Oxydation seines Eisenoxydulgehaltes und Hydratisirung des Ganzen zu Limonit.[1])

Diese Untersuchungen erbringen neuerdings einen Beweis dafür, dass auch die Thonerde unter günstigen Umständen in erheblichen Mengen ausgelaugt werden kann, und dass von einer Unbeweglichkeit der Thonerde, wie einige der früheren Gelehrten glaubten, nicht die Rede sein kann.

Die von mir erhaltenen Resultate stehen auch in jeder Beziehung in vollem Einklang sowohl mit den mineralogisch-paragenetischen Untersuchungen von Schrauf[2]), als auch mit den rein experimentellen Versuchen von Schmidt[3]) und Müller[4]).

III. Constitution der kalkigen Kluftausfüllung.

Manche Klüfte zwischen den Basaltblöcken sind ganz mit einem gelblichweissen, an der Oberfläche durch Corrosion erdig gewordenen Kalkstein erfüllt. Das Volumgewicht dieses Kalksteines ist 2·670 und seine chemische Constitution auf, die bei 100° C. getrocknete Substanz bezogen, folgende:

Analyse V.

	beobachtete Percente		beob. Molecularv.		erfordert CO_2%
In kalter Essigsäure löslich	Al_2O_3	= 0·245	24		
	Fe_2O_3	= 1·349	77	als $FeCO_3$	0·742
	Mn_2O_3	= 1·359	91		
	CaO	= 51·150	9134	als $CaCO_3$	40·189
	MgO	= 0·410	103	als $MgCO_3$	0·451
	H_2O	= 0·486	270		
	CO_2	= 40·772	9267		
unlöslicher Rückstand	SiO_2	= 2·222	370		
	Al_2O_3	= 0·582	56		
	Fe_2O_3	= 0·679	42		
	CaO	= 0·201	35		
	MgO	= 0·204	51		
		99·659			41·482

[1]) Die Umwandlung von Magnetit in Limonit ist nach den Analysen unbedingt anzunehmen. Da nach den Beobachtungen Rosenbusch's u. A. es zweifellos ist, dass Martit eine Pseudomorphose nach Magnetit sei, so ist auch die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, dass der Magnetit nicht nur in Hämatit, sondern auch in Limonit sich verwandeln könne, zumal, wenn reichlich vorhandenes Wasser die Hydratisirung unterstützt.

[2]) Groth, Zeitschrift für Krystallographie. VI, p. 352 u. ff.

[3]) Tschermak, Min. Mitth. Neue Folge. IV. Bd., p. 1 u. ff.

[4]) Tschermak, Min. Mitth. 1877, p. 24 u. ff.

Mit Einbeziehung des Wassergehaltes und der in Lösung gegangenen 0·245% Al_2O_3 lautet die Constitution des „unlöslichen" Rückstandes auf 100% berechnet:

SiO_2	=	47·713%
Al_2O_3	=	17·758
Fe_2O_3	=	14·580
CaO	=	4·316
MgO	=	5·197
H_2O	=	10·436
		100·000

Der unlösliche Rückstand nähert sich daher in Bezug auf seine Zusammensetzung der pag. 481 u. ff. (Analyse IV β) beschriebenen rothen bolartigen Substanz. Der Kalkstein selbst ist fast reiner Calcit. Der ziemlich bedeutende Mangangehalt mag von den in den Klüften und Sprüngen sehr häufig vorkommenden schwarzen Mangandendriten herrühren.

Der kohlensaure Kalk, welcher allenthalben bei der Verwitterung des Basaltes auftritt, ist zum geringsten Theil ein primärer Bestandtheil oder ein Zersetzungsproduct des Basaltes. Vielmehr ist die Hauptmasse desselben aus den schon früher erwähnten hangenden Thon- und Geschiebelagen infiltrirt. Denn wenn keine Infiltration stattgehabt hätte, würde überhaupt fast aller kohlensaure Kalk ausgelaugt und verschwunden sein. [1])

Auch Madelung [2]) ist der Ansicht, dass der Kalk, welcher im Hotzendorfer Basalte in so reichlichem Masse vorkommt, nicht in Folge der Zersetzung des Basalts dorthin gelangt ist, sondern aus dem kalkreicheren Sandsteine stamme und aus diesem dem Basalte zugeführt wurde.

IV. Pseudomorphose von Cimolit nach Feldspath.

§. 1. Vorkommen. Als ich im Jahre 1881 den Ottendorfer Basaltbruch besuchte, fand ich folgende Bauten vor. Zwei grössere Tagbaue waren durch einen meterbreiten und circa 8 Meter langen Querschlag verbunden. Während die Tagbauten, besonders aber der nördlich gelegene, bis zu dem Horizonte des Säulenbasalts abgebaut wurden, war der Querschlag nur 4 Meter unter Tag geführt. In diesem schmalen Stollen setzte eine 1—2 Decimeter breite, lauchgrüne, „gangförmig" entwickelte Masse ohne Verdrückung bis unter Tag auf. Das Vorkommen dieser Masse ist wesentlich verschieden von jenem der pag. 481 beschriebenen rothen bolartigen Kluftausfüllung. Letztere lässt nämlich deutlich erkennen, dass sie vom Verlaufe der Klüfte zwischen den einzelnen Basaltblöcken abhängig ist. Die Substanz dieser Kluftausfüllung hebt sich scharf von dem die Klüfte begrenzenden Basalt ab. Die nun zu beschreibende „gangförmig" entwickelte Masse lässt sich aber von der Sohle des Querschlages bis nahe an die Oberfläche als ein gleich breiter, nahezu

[1]) Schrauf, a. a. O. p. 338 u ff.
[2]) Jahrb. d. g. R. 1864, p. 10.

vertikaler Streifen, welcher keine scharfe Grenze gegen den dichten Basalt aufweist, verfolgen und ist somit in ihrem Vorkommen vom bolartigen Zersetzungsproduct gänzlich verschieden.

Die Ausfüllungsmasse ist nicht homogen, sondern ein durch parallelfaserigen Calcit verbundenes Conglomerat grüngefärbter Partikelchen, welche manchmal auffallend regelmässige Umgrenzung zeigen. Diese Masse zerbröckelt aber leicht und deshalb gelang es nur eine einzige deutlich erkennbare Pseudomorphose zu isoliren. Fig. 5 und 6 geben ein Bild dieser Pseudomorphose; die natürlichen Dimensionen sind für die Länge 13 Mm., für die Höhe 10 Mm., für die Dicke 6 Mm.

§. 2. Chemische Beschaffenheit. Die Substanz der Pseudomorphose ist lauchgrün und stellenweise durch ausgeschiedenes Eisenoxyd roth gefärbt. Im frischen Zustande ist dieselbe milde, beinahe plastisch, sie wird aber lufttrocken bröckelig. An der Zunge haftet die Masse und im Wasser zerfällt sie rasch. Die Farbe des Pulvers ist lichtgrün. Unter dem Exsiccator verliert die sehr hygroscopische Substanz 7·707 Percent, bei 100° Cels. getrocknet 16·534 Percent von ihrem ursprünglichen Gewichte, und fast dieselbe Menge nimmt sie nach längerem Stehen an der Luft wieder auf. Geglüht wird das Pulver schmutzigbraun und sintert zusammen; die Kalinatronschmelze war gelbgrün und nur in der Mitte etwas blaugrün, Spuren von Mangan andeutend.

Das Volumgewicht betrug 2·114, die Härte circa 1. Die percentuare Zusammensetzung der sorgfältig vom ausgeschiedenen Eisenoxyd befreiten Substanz, auf die bei 100° Cels. getrocknete Substanz bezogen, ist:

Analyse VI.

	Percente	Molecularverhältnisse.		
SiO_2	53·583	893		11
Al_2O_3	16·894	166	243	3
Fe_2O_3	12·263	77		
FeO	0·335	5	170	2
CaO	3·407	61		
MgO	4·172	104		
H_2O	8·750	478		6
CO_2	0·139	3		
NiO	0·447			
MnO	Spur			
	99·990			

Bringt man den Nickelgehalt und den kohlensauren Kalk als unwesentlich und von Beimengungen herrührend in Abzug, so entspricht die chemische Zusammensetzung der Formel:

$$2\ (MgCaFe)\ SiO_3 + Al_4Fe_2\ Si_9O_{27} + 6\text{aq} \ldots\ldots\ \alpha)$$

nach welcher Schreibweise die Substanz der Pseudomorphose ein Gemenge von zwei Molecülen unzersetzten Augits mit drei Molecülen eines Thonerdesilicates von dem Typus $Al_2Si_3O_9 + 2$aq wäre. Zu dieser Auffassung war ich durch eine Controlanalyse der bekannten

Pseudomorphosen-Cimolit, nach Augit von Bilin, geführt worden. Obgleich die Substanz nicht vollkommen ident mit der bisher angenommenen Constitution des Cimolites (namentlich nach Rammelsberg) ist, so behalte ich doch aus den im Anhang näher zu erörternden Gründen den Namen Cimolit für die Substanz der Pseudomorphose bei.

§ 3. Form. Die chemische Constitution der Pseudomorphose aus dem Ottendorfer Basaltbruche würde, weil sowohl die von mir analysirte Augit-Pseudomorphose von Bilin, als auch das bolartige Zersetzungsproduct des augitischen Grundmagmas (vide Analyse III) ähnliche Zusammensetzung besitzen, auf Augit als Muttermineral hinweisen. Die Gestalt jedoch spricht für Feldspath.

Nachfolgende Tabelle gibt die mit dem Anlegegoniometer messbaren Winkel der Pseudomorphose, und zum Vergleich sind nebenbei die Winkel des Orthoklases und der Hornblende angeführt. Die Werthe sind nur annähernd genau, da weder die Parallelität der Kanten, noch die Ebenflächigkeit der Form enthalten blieb. Die Flächenbezeichnung bezieht sich auf Feldspath.

	Pseudomorphose	$r = \bar{4}03$ Orthoclas	$r = \bar{2}01$ Hornblende
$c : r$	117° 30	116° 33′	124° 56′
$r : a$	129°	127° 30	130° 6′
$c : a$	64	63° 53	75° 2′
$m' : n'$	124° 30′	118° 48′	124° 30′
$m : n$	109		
$m : b$	127		
$n' : b$	104		
$m' : b'$	133	120° 36	117° 45′
$n : b'$	121		
$c : b$	88	90	90
$c : b'$	93° 30′		
$r : b$	88° 30′	90	90
$r : b'$	94		
$r : n'$	126	127° 29	124° 42′
$r : m'$	133′ 30		

Aus der Tabelle ist ersichtlich, dass in Bezug auf die Winkelverhältnisse eine grössere Uebereinstimmung mit Feldspath[1]), als mit Hornblende besteht. Mit Augit ist gar keine Aehnlichkeit vorhanden. Die grossen Differenzen bei dem Prismenwinkel sind nicht massgebend, da dieselben in dem äusserst schlechten Erhaltungszustande dieser Zone begründet sind.

[1]) Sehr auffallend ist, dass sowohl bei Feldspath, wie bei Hornblende eine sehr seltene Fläche, hier ($\bar{2}01$), dort ($\bar{4}03$), zur Erklärung der Form herangezogen werden muss. Wenn man jedoch, (von der Voraussetzung, dass die Pseudomorphose von Feldspath herrühre, ausgehend), die Fläche r als die Basisfläche eines zweiten Individuums ansieht, so wäre dann die Pseudomorphose eine Verwachsung zweier Individuen, und ähnlich einem Carlsbader Zwilling. Für diese Auffassung spricht auch der auf der Fläche r sichtbare einspringende Winkel, sowie auch annähernd der Winkel zwischen r und c. Der an der Pseudomorphose ziemlich gerade verlaufende Riss y deutet dann auf die y-Fläche der Feldspathe, (beobachtet $c : y = 100°\ 30'$; am Orthoklas beträgt er 99° 30′).

§ 4. Entstehung der Pseudomorphose. Die Gestalt der Pseudomorphose lässt somit nur die Auffassung als Feldspath zu. Mit dieser kann man aber auch die chemische Beschaffenheit der Pseudomorphose in Einklang bringen, wenn man, gestützt auf das sich aus der Analyse III ergebende Molecularverhältniss von Al_2O_3 und Fe_2O_3 (= 1 : 1) die empirische Formel $\varkappa$ folgendermassen zerlegt.

$$2\ (CaMgFe)\ SiO_3 + 2\ [(Al_2Fe_2)\ Si_3O_9 + 2aq] + (H_2Al_2Si_2O_8 + aq) + SiO_2 \ldots\ldots \beta.$$

Die Pseudomorphose bestünde dann aus zwei Molecülen unzersetzten Augites, zwei Molecülen eines eisenreichen Cimolites, einem Molecül Kaolin nebst freier Kieselsäure. Dadurch wäre der höhere Kieselsäuregehalt der Pseudomorphose, gegenüber dem zersetzten augitischen Grundmagma, erklärt und die Pseudomorphose selbst auf eine durch die Zersetzungsproducte einer augitischen Grundsubstanz verunreinigte Kaolin-Pseudomorphose nach Feldspath zurückgeführt.

Nun wird auch die Provenienz dieser Feldspath-Pseudomorphose im Nephelinbasalte verständlich. In der ganzen wenige Centimeter breiten „gangförmig" entwickelten Masse hat man nichts anderes, als die letzten Reste eines Basaltganges zu sehen, der in seinem augitischen Grundmagma grosse Feldspathe porphyritisch ausgeschieden enthielt.[1])

Anhang: Cimolit nach Augit von Bilin.

§ 1. Analysen. Die eben besprochene Pseudomorphose hatte meine Aufmerksamkeit auf die aus dem Basalt stammenden Afterkrystalle gelenkt. Um nun die chemischen Beziehungen zwischen dem ursprünglichen Minerale und der pseudomorphen Cimolitsubstanz kennen zulernen, analysirte ich eine der oft beschriebenen Pseudomorphosen nach Augit von Bilin, weil die vorhandenen Analysen so differirten, dass ich aus ihnen keinen sicheren Schluss ziehen zu können glaubte. In nachstehender Tabelle sind alle mir bekannten Cimolitanalysen von obigem Fundorte zusammengestellt:

1. Rammelsberg's Analyse der Pseudomorphose (Blum. Pseudomerphosen des Mineralreiches I, p. 62).

2. Hauer's Analyse der von ihm als Anauxit bezeichneten Substanz (J. d. g. R. V. p. 85) nach Abzug von 3·04 Proc. Wasser, welche bei 100° Cels. entweichen (Roth, chem. Geol. I, p. 154).

3. Hauer's Analyse der Pseudomorphose (J. d. g. R., V. p. 86) nach Abrechnung von 3·79 Proc. Wasser, welche bei 100° Cels. weggehen (Roth, *l. c.*).

4. Die von mir ausgeführte Analyse der Pseudomorphosen auf die bei 100° Cels. getrocknete Substanz bezogen. Die lufttrockene Substanz verlor bis 100° Cels. 3·579 Proc. ihres ursprünglichen Gewichtes.

[1]) Feldspathe von bedeutender Grösse sind aus dem Basalte von Tannenberg bekannt. Ebenso enthält nach Hausmann (Jahrb. f. Min. 1843, pag. 350. Zirkel Petrographie II, pag. 285) der Basalt von Hohenhagen bei Göttingen fremde emporgerissene Bruchstücke glasigen Feldspathes.

	Rammelsberg: Pseudomorphose		Hauer: Anauxit		Hauer: Pseudomorphose		Scharizer: Pseudomorphose	
	Percente	Molecüle	Percente	Molecüle	Percente	Molecüle	Percente	Molecüle
SiO_2	60·626	1010	64·35	1070	56·50	942	56·348	942
Al_2O_3	23·085	225 } 251	24·62	239	26·06	254 } 288	26·758	261 } 293
Fe_2O_3	4·207	26	—	—	5·44	34	5·175	32
CaO	1·275	23 } 46	1·03	19	0·90	16 } 31	0·925	17 } 29
MgO	0·910	23	—	—	0·58	15	0·493	12
H_2O	9·124	507	9·36	520	10·58	588	10·400	587
	99·227		99·36		100·06		100·099	

Aus dieser Zusammenstellung ist vorerst die volle Uebereinstimmung zwischen meiner und Hauer's Analyse deutlich ersichtlich. Beide entsprechen, mit einem geringen Ueberschuss von Kieselsäure, ziemlich genau der Formel:

$$3\ [(CaMg)\ SiO_3] + 29\ [(Al_2Fe_2)\ Si_3O_9 + 2aq]\ .\ .\ .\ .\ \alpha$$

Berechnet man die Formel auf die lufttrockene Substanz, so muss man an die Stelle von $2aq$, $3aq$ setzen.

Hauer's Anauxit ist nach der Formel:

$$2\ Ca\ SiO_3 + 12\ (Al_4Si_9O_{24} + 4aq)\ .\ .\ .\ .\ .\ .\ .\ .\ .\ \beta$$

aufgebaut. Auch hier erhöht sich das Molecularverhältniss für Wasser in der Formel der lufttrockenen Substanz von $4aq$ auf $6aq$.

Rammelsberg's Cimolit endlich stellt im Wesentlichen ein Gemenge beider Substanzen dar. Seine stöchiometrische Zusammensetzung ist folgende:

$$5\ (CaMg)\ SiO_3 + 11\ [(Al_2Fe_2)\ Si_3O_9 + 2aq] +$$
$$+ 7\ [(Al_2Fe_2)_2\ Si_9O_{24} + 4aq]\ .\ .\ .\ .\ .\ \gamma$$

Mit diesen Resultaten stimmen auch meine sonstigen Beobachtungen über diese Augit-Pseudomorphose überein. Unter dem Mikroskop erweisen sich nämlich die meisten dieser Cimolit-Pseudomorphosen als inhomogen. Man kann im Wesentlichen eine apolare, erdige, gelblichweisse Masse und eine krystallinische, doppelbrechende weisse Substanz unterscheiden. Letztere zeigt helminthartige Textur und eine deutliche Spaltbarkeit. Nach der Beschreibung, welche Plattner[1]) und Hauer[2]) vom Anauxit geben, gehören diese Theile dem Anauxit an. Die erdigen Theile müssen somit dem Cimolit zugezählt werden. Die meisten Augit-Pseudomorphosen von diesem Fundort sind nun in sehr ungleichem Masse aus beiden Substanzen zusammengesetzt. Ich fand einzelne, welche, mit Ausnahme einer dünnen, erdigen Rinde, im Innern fast ganz aus Anauxit bestanden. Jene Pseudomorphose aber, welche ich zur Analyse verwendete, und wahrscheinlich auch die von Hauer analysirte, waren durch und durch von erdiger Beschaffenheit und somit fast reiner Cimolit. Es ist daher sehr leicht möglich, und Rammels-

[1]) Erdmann's Journal f. pr. Chemie XV. p. 325.
[2]) *l. c.*

berg selbst betont die wechselnde Zusammensetzung der einzelnen Afterkrystalle, dass die von diesem Autor analysirte Pseudomorphose keine homogene war und auch deshalb zu differenten Resultaten führte.

§. 2. Anauxit und Cimolit. Es erübrigt nun noch zu entscheiden, welche Substanz eigentlich mit dem Namen Anauxit, welche mit dem Namen Cimolit zu belegen ist. Rammelsberg[1]) führt als Formel für den Cimolit $H_6Al_4Si_9O_{24}$ + 3 aq = $Al_4Si_9O_{24}$ + 6 aq an, welche Formel ganz mit der von Klaproth, den Autor dieser Mineralspecies, aufgestellten[2]) übereinstimmt. Derselben Formel entspricht jedoch auch der Anauxit Hauer's im lufttrockenen Zustande. Da aber Cimolit stets als ein amorphes Mineral bezeichnet wird, kann Hauer's Anauxit nie als Cimolit gelten.

Nachfolgende Tabelle giebt die chemischen Formeln der von den verschiedenen Autoren als Cimolit und Anauxit bezeichneten Substanzen:

	Klaproth	Plattner[3])	Rammelsberg	Hauer
Anauxit		$Al_2Si_3O_9$ + 2aq		$Al_4Si_9O_{24}$ + 6aq
Cimolit	$Al_4Si_9O_{24}$ + 6aq		$Al_4Si_9O_{24}$ + 6aq	$Al_2Si_3O_9$ + 3aq

Es wird daher wohl nothwendig werden, dass man, gestützt auf die ältere Beschreibung beider Species und auf die neueren Analysen, eine Namens- und Formeländerung vollzieht.

Anauxit ist dann jenes Mineral, welches doppelbrechend, sehr vollkommen monotom spaltbar ist und nach Hauer's Analysen der reinen Substanz bei 100° getrocknet die Formel $Al_4Si_9O_{24}$ + 4*aq*, im lufttrockenen Zustande die Formel $Al_4Si_9O_{24}$ + 6*aq* besitzt.

Cimolit dagegen ist ein amorphes, erdiges Mineral von einer molecularen Zusammensetzung, welcher die Formel $Al_2Si_3O_9$ + 2*aq*, auf die bei 100° getrocknete Substanz bezogen, $Al_2Si_3O_9$ + 3*aq*, auf die lufttrockene Substanz bezogen, entspricht.

Die diesen Formeln entsprechende Zusammensetzung beider Minerale wäre auf die bei 100° getrocknete Substanz bezogen (Columne *a*) und auf die lufttrockene Substanz bezogen (Columne *b*) folgende.

	Anauxit				Cimolit			
	a		*b*		*a*		*b*	
	Molec.	Percente	Molec.	Percente	Molec.	Percente	Molec.	Percente
SiO_2	9	66·079	9	63·291	3	56·498	3	53·476
Al_2O_3	2	25·110	2	24·051	1	32·203	1	30·481
H_2O	4	8·811	6	12·658	2	11·299	3	16·043
		100·000		100·000		100·000		100·000

Paragenetisch ist der Cimolit jünger als der Anauxit und ersterer wahrscheinlich ein Zersetzungsproduct des letzteren.

[1]) Mineralchemie II, p. 645.
[2]) Beiträge I, p. 291.
[3]) Plattner's Analyse ist unvollständig und vielleicht auf die bei 100° getrocknete Substanz bezogen.

Einige der von Dana[1]) aufgeführten Cimolite, welche von ihren Autoren mit besonderen Namen belegt wurden, fallen ihrer Constitution zu Folge in die Gruppe des Anauxites. Hier wurden dieselben deshalb nicht berücksichtigt, weil sie aus anderen Gesteinen als aus den Basalten stammen.

C. Pyrogene Wirkungen des Basalts.

Contactzone zwischen Grauwackensandstein und Basalt.

Dort, wo die Berührungsstellen des liegenden Grauwackensandsteines mit dem Basalte durch den Abbau blossgelegt sind, sieht man, dass der Sandstein ziegelroth gebrannt ist. Die Mächtigkeit der rothgebrannten Schichten lässt sich nicht genau ermitteln, sie ist jedoch weit grösser als ein Meter.

Bemerkenswerth ist ein Contactstück (M. M. S. 21248) von dieser Localität, welches mir Herr E. Urban überliess. Dasselbe stellt ein vom Basalte umschlossenes Sandsteinfragment von röthlich lavendelgrauer Farbe dar. An der Grenze beider Gesteine ist eine circa 4 Millimeter dicke Contactzone entwickelt.

§. 1. Mikroskopische Beschaffenheit. Ein Dünnschliff durch die Contactzone und die angrenzenden Gesteinspartien (Fig. 6) zeigt folgende Verhältnisse: Der Basalt zeichnet sich in der Nähe der Contactzone durch eine Anhäufung der augitischen Theile des Grundmagmas aus, so zwar, dass der Nephelin fast ganz verschwindet. Die grösseren Augite und die Olivine sind ganz unverändert. Die Farbe des Gesteines im Dünnschliffe ist hier ein dunkles Nelkenbraun.

Die Contactzone selbst besteht aus einer talkähnlichen, grünlichweissen, apolaren Substanz, in welcher zahlreiche polarisirende (SiO_2 ?) Schüppchen eingelagert sind. Gegen den Basalt hin nehmen diese Schüppchen immer mehr überhand, und die ganze Masse der Contactzone mischt sich mit dem augitischen Grundmagma. In dieser Schichte finden sich auch zahlreiche serpentinöse Fragmente, die Reste der umgewandelten Olivine neben gelbbraunen, wenig veränderten Augitkrystallen.

Auch der angrenzende Grauwackensandstein zeigt bedeutende Veränderungen in seinem Gefüge. In einem maschigen Gewebe doppelbrechender Nädelchen, in denen die Schwingungsrichtung parallel zur Längsachse ist, liegen neben fast apolaren auch lebhaft polarisirende Theile, welche weder eine bestimmte Gestalt, noch eine charakteristische Spaltung erkennen lassen. Gegen die Mitte des eingeschlossenen Gesteinsfragmentes wird die Structur der Grundmasse durch schwarze opake Schüppchen, welche wohl organischer Natur sind, verdeckt.

Die „apolaren" unregelmässigen, im Uebrigen aber wasserklaren Körner bilden die Hauptmasse des Gesteines. An den Sprüngen und um grössere Einschlüsse herum hellen sie das Gesichtsfeld auf und erweisen sich (dies ist jedoch erst bei 400—500facher Vergrösserung

---

[1]) Dana, System of mineralogy 1868, p. 457.

deutlich sichtbar) dann als ein Aggregat parallel gestellter Fasern, welche eine zur Richtung ihrer längsten Entwicklung parallele Lage des Extinctionsmaximums besitzen. In Figur 7 ist ein Einschluss in einem derartigen Korne, bei gekreuzten Nicols gesehen, abgebildet. Die convergent gestellten Nädelchen bringen als Gesammtwirkung die Erscheinung eines schwarzen Kreuzes hervor. Bei der Drehung des Präparates ist deutlich erkennbar, dass die Balken des schwarzen Kreuzes stets mit jenen Nädelchen zusammenfallen, welche parallel oder senkrecht zur Polarisationsebene der Nicols liegen. Dieser Umstand macht eine Verwechslung mit dem Axenbilde eines optisch einaxigen Körpers unmöglich. Die ganze Erscheinung ruft den Eindruck hervor, als ob der fremde Einschluss die partielle krystallinische Erstarrung des geschmolzenen Kornes begünstigt hätte. Diese farblosen apolaren Körner sind veränderter Quarz.

Im Gegensatze zu diesen ganz apolaren Körpern sind die lebhaft polarisirenden Körnchen stets von einer apolaren Schmelzzone umgeben. An einem einzigen grösseren Fragmente waren drei Spaltungssysteme zu beobachten. Zwei davon, welche der prismatischen Spaltung der Feldspathe entsprechen, bilden einen Winkel von 124° mit einander, während die dritte Spaltungsfissur parallel zum seitlichen Pinakoid (010) ist und mit den früheren die Winkel 59°, resp. 65° macht. Gegen diese letztere Spaltungsrichtung schwach geneigt, ist die Lage des Extinctionsmaximums im Krystall. Diese polarisirenden Fragmente gehören somit triklinen Feldspathen an.

§. 2. Chemische Zusammensetzung der Contactzone und des veränderten Sandsteines. Mit der mikroskopischen Beobachtung im Einklang stehen auch die Resultate der chemischen Untersuchungen. Die Pauschanalyse des Materiales der Contactzone ergab als Mittel zweier Analysen, auf die bei 100° getrocknete Substanz bezogen (bis 100° verlor dieselbe 13.546 Percent aq.), folgende Werthe:

Analyse VII.

	Percente	Molecularverhältnisse
SiO_2	54·946	9158
Al_2O_3	2·052	200
Fe_2O_3	6·455	403
CaO	1·852	331
MgO	26·473	6618
H_2O	7·843	4356
Alkalien	Spuren	
	99.621	

Mit einem geringen Ueberschuss von Kieselsäure entspricht die Substanz der Contactzone der Formel

$$(CaMg)_{70}\ (Al_2Fe_2)_6\ Si_{88}O_{264} + 44\ \text{aq.} = RSiO_3 + {}^1/_2\ \text{aq.}$$

Die chemische Constitution des anstossenden, partiell umgewandelten Grauwackensandsteines ist einer Pauschanalyse zufolge auf die bei 100° getrocknete Substanz bezogen:

Analyse VIII.

	Percente	Molecularverhältnisse
SiO_2	59·820	9970
Al_2O_3	14·894	1451
Fe_2O_3	5·728	358
MnO	Spur	—
CaO	2·188	391
MgO	10·204	2552
Glühverlust	6·380	3988
Alkalien	0·786	als Verlust
	100·000	

Bei 100° Cels. verliert die Substanz 8·397 Percent von ihrem ursprünglichen Gewichte und beim Glühen wird das Anfangs blass lavendelblaue Pulver weiss.

§ 3. Erklärung des Contactphänomens. Die Erklärung des Contactphänomens kann nun auf Grund der mikroskopischen Beobachtungen und chemischen Analysen durch folgende Sätze gegeben werden.

Der Grauwackensandstein, welcher an Ort und Stelle ansteht, wurde vom feurigflüssigen Basaltmagma umhüllt und erlitt unter Einwirkung des mit überhitztem Wasser geschwängerten Gesteinsmagmas eine weitgehende Umwandlung, welche sich mit freiem Auge schon durch die Röthung des Sandsteines und die Entwickelung der Contactzone zu erkennen gibt.

Die Umbildung des Quarzes setzt bei dem hohen Schmelzpunkt desselben voraus, dass nicht blos die Hitze allein, sondern auch die Basicität des geschmolzenen Basaltmagmas die Veränderung der molecularen Beschaffenheit des Quarzes bewirkt haben. Ein anderes Resultat ist die Umwandlung des thonigen, amorphen Bindemittels in ein Aggregat von nadelförmigen doppelbrechenden Krystallen (Zeolithe?), welche jedenfalls der Combination des basaltischen Magmas mit den Schmelzproducten der Feldspathsubstanz und des thonigen Bindemittels ihre Entstehung verdanken. Diese Metamorphosirung der Grundmasse ist jedoch nur in der Nähe der Contactzone deutlich sichtbar, weil gegen das Centrum des Sandsteinstückes zu die Structur derselben durch die schon erwähnten opaken Schüppchen verdeckt ist. Dieser Umstand macht es möglich, die genannten opaken Schüppchen für organische Substanzen zu erklären, welche an der Contactstelle eine theilweise Oxydation und Verbrennung erfuhren. Dafür spricht auch das Farbloswerden des gepulverten Sandsteines beim Glühen.

Wenn man den chemischen Charakter der Contactwirkungen in's Auge fasst, muss es auffallen, dass die Contactzone, ein Product des Basalts und des Sandsteines, ein neutrales Silicat ist, während der Basalt den Typus eines basischen, der Sandstein den eines sauren Gesteines an sich trägt. Ferner ergibt sich daraus, dass die Hauptmasse zur Bildung der Contactzone der Basalt und speciell der Olivin geliefert hat, dessen umgewandelte Reste noch als Serpentinfragmente in der Masse der Contactzone erkennbar sind. Wie innig die Durchdringung des Sandsteines mit basaltischem Magma war, beweist nicht

nur der Umstand, dass das ganze Bruchstück des Sandsteines [1]) durch und durch die Umwandlung der Quarze und Feldspathe erkennen lässt, sondern auch der Reichthum an Magnesia. Der Wassergehalt der Contactzone ist offenbar ein primärer, d. h. ursprünglicher, weil auch der umgewandelte Sandstein einen unverhältnissmässig hohen Wassergehalt besitzt und die Olivine des Basaltes in der Nähe der Contactzone keine Spur beginnender Serpentinisirung zeigen.

D. Resultate.

Zum Schlusse seien noch die Resultate der ganzen Arbeit in Kürze zusammengefasst.

Der Ottendorfer Basalt, dessen Eruption vor das Diluvium fällt, drang als ein einheitliches Magma aus der Tiefe hervor, schon fertige Olivinkrystalle mit sich bringend. Während der Erstarrung des Magmas, welche in den unteren Regionen zur säulenförmigen Absonderung führte, sanken die Olivinkrystalle ob ihres grösseren specifischen Gewichtes unter und finden sich daher in den tieferen Schichten des Basaltlagers in einem reichlicheren Masse, als in den oberen. Während der Epoche des Diluviums war die Basaltkuppe von Gletschern bedeckt und erlitt dadurch eine bedeutende Verminderung ihrer relativen Höhe, so zwar, dass von der primären Erstarrungskruste gegenwärtig nur mehr wenig vorhanden ist. Jetzt überlagern diese Kuppe diluviale Lehm- und Geschiebemassen, die voll nordischer Findlinge sind.

Der Umstand, dass der Ottendorfer Basalt sehr lange unter Gletscher- und Meeresbedeckung war, begünstigte ungemein die chemische Metamorphosirung des Gesteines. Der Olivin ging in Serpentin über, der Nephelin wandelte sich unter Wegführung der Hälfte des Thonerdegehaltes und der ganzen Alkalien in Halloysit um. In einem späteren Stadium der Zersetzung erfuhr auch der Anorthit ein ähnliches Schicksal, wie der Nephelin und mit ihm ziemlich zugleich verschwanden auch die zweiwerthigen Basen des Augites, vorerst das Eisenoxydul, dann der Kalk und schliesslich die Magnesia. Die Kieselsäure aller Minerale verblieb im Zersetzungsproducte, welches im Wesentlichen ein Hydrosilicat der Thonerde und des Eisens ist. Für die einzelnen thonerdehältigen Minerale des Basaltes ward der Beweis erbracht, dass die Verwitterung derselben stets mit einer Verminderung des Thonerdegehaltes, meist um die Hälfte, verbunden ist. Dadurch wird auch die hydatogene Bildung von Thonerdezeolithen in Geoden und Klüften erklärlich.

---

[1]) Sigmund (a. a. O. p. 212) gibt den petrographischen Charakter des Grauwackensandsteines von Ottendorf mit folgenden Worten: „Schon makroskopisch erkennt man in diesem Gesteine abgerundete Quarzkörner, Feldspathleisten und den Reichthum an Kaliglimmer. Im Dünnschliff erweisen sich die Quarzkörnchen reich an Flüssigkeitseinschlüssen" (Einschlüsse dieser Art beobachtete ich im veränderten Quarze des Sandsteines nicht) „und nadel- oder stäbchenförmige Krystallite, die Feldspathe als ziemlich veränderte Orthoklase und Plagioklase. Dem grünlichweissen Kaliglimmer gesellt sich noch hie und da ein tiefbraunes Biotitblättchen hinzu. Diese Minerale sind durch ein dunkelbraunes Cement mit einander verbunden." Der Sandstein ist demnach sehr magnesiaarm.

Die pyrogene Umwandlung des Grauwackensandsteines bestätigt den lösenden Einfluss des basischen Magmas auf Silicate, in Folge dessen die krystallisirte Kieselsäure schneller in den amorphen Zustand übergeführt würde, als der schwer aufschliessbare Feldspath. Als Neubildungen treten auf: das Metasilicat der ziemlich homogenen Contactzone, sowie um die Quarze im Sandsteine selbst die dünnen Nadeln eines zeolithähnlichen Minerales.

Mineralogisches Museum der Universität Wien, 1. October 1882.

Inhalt.

Erklärung der Tafel XI.

Fig. 1. Serpentin mit fahnenförmiger Textur im Olivin.
Fig. 2. Olivinkrystall von einem Aggregat von Augitkrystallen umgeben.
Fig. 3. Einschluss von Grundmagma im Olivin.
Fig. 4. } Pseudomorphose von Cimolit nach Feldspath.
Fig. 5. }
Fig. 6. Schliff durch die Contaktzone.
Fig. 7. Einschluss im apolaren Quarz des Sandsteines.

Die tertiären Ablagerungen in der Umgebung von Kaaden-Komotau und Saaz.

Von H. Becker in Kaaden.

Mit zwei Tafeln (Nr. XII, XIII).

Angeregt durch die Abhandlung von D. Stur, „Studien über die Altersverhältnisse der nordböhmischen Braunkohlenbildung" studirte ich diese Ablagerungen in einem etwas weiteren Kreise als mein Dienstrayon dieses beanspruchte. Da sich hiebei die Nothwendigkeit einer Detailkarte über die hiesigen Ablagerungen ergab, so entschloss ich mich, diese wenigstens für den restlichen Theil der Tertiärmulde aufzunehmen. Mein Vorhaben besprach ich mit Herrn Bergrath Wolf, der seine geologische Grubenrevierkarte über die Umgebung von Teplitz-Dux-Brüx beendet hatte, mich freundlichst zu unterstützen versprach und mir auch sofort die Unterlage zu dieser Karte vom k. k. geographischen Institute im Maassstabe von 1 : 25.000 verschaffte. Ermuntert durch dieses Entgegenkommen, begann ich die geognostischen Aufnahmen, und will es versuchen, im Nachstehenden meine Beobachtungen, im Vergleich mit der Abhandlung von Johann Jokely über die Tertiärablagerungen des Saazer Beckens, im Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Jahrgang 1858, mitzutheilen.

Im Vorhinein aber bemerke ich, dass dieselben vom Standpunkte eines praktischen Bergmannes gemacht wurden, daher das grösste Gewicht auf die Ablagerung der Braunkohlen gelegt wurde.

Das mittlere und untere Egerbecken, vielleicht auch das obere (Eintheilung nach Jokely) dürften ursprünglich einen vollständig zusammenhängenden Süsswassersee gebildet haben, umgeben von den krystallinischen Schichten des Erzgebirges, den Karlsbader Graniten und dem Rothliegenden, mit einem mehr oder weniger mächtigen Gürtel von Schichten der Kreideformation. Während der Eruptionen der ersten Basaltperiode, welche, wie sich in der Folge ergibt, nach Ablagerung der Süsswassersandsteine und vor oder gleichzeitig mit der Ablagerung der bunten Thone fällt, fand eine Trennung der einzelnen Becken statt, und war die weitere Entwickelung respective Ablagerung der einzelnen Schichten und Kohlenflötze derselben eine selbstständige, von einander unabhängige, während die Ablagerung der unteren Sand-

steine in den drei jetzt getrennten Becken gemeinschaftlich, zu gleicher Zeit stattfand. Bei Betrachtung der einzelnen Becken kann man daher, von den bunten Thonen beginnend, bis hinauf zur oberen Abtheilung mit den eingelagerten Kohlenflötzen, zwischen den einzelnen Schichten nur Parallelen ziehen.

Zu der Annahme des ursprünglichen Zusammenhanges der einzelnen Becken, veranlasst mich das Auftreten des Süsswassersandsteins innerhalb des Liesener Basaltgebirges, und zwar mächtiger bei Koititz, in einzelnen Blöcken bei Schönhof, Radautz, Schlackenwerth u. a. O. Diese Quarzitvorkommen sind nicht durch zufällige Fluthen an ihre jetzigen Fundstätten gebracht, sondern sind die Ueberreste der einstigen zusammenhängenden Ablagerung, wie dieselbe auch in allen drei Becken gleich beobachtet wurde.

Meine Beobachtungen beziehen sich ausschliesslich auf den nordwestlichen Theil des unteren Egerbeckens und gehe ich zur Betrachtung desselben über.

Jokely sagt in der angezogenen Abhandlung pag. 520 „hier sei bloss so viel bemerkt, dass die Einsenkung, worin sämmtliche tertiären Ablagerungen des unteren Egerbeckens entwickelt sind, der Hauptsache nach schon in vortertiärer Zeit dagewesen sein musste, ja grösstentheils bereits vor der Kreideepoche. Es bezeugen dieses die im Bereiche des Tertiären und des Basaltgebirges zum Vorschein gelangenden isolirten Partien des Quaders von Tschachwitz, Kaaden, Rachel und Koititz, durch die das buchtförmige Eingreifen des Quaders bis in diese Gegend hin unzweifelhaft wird, und daher auch das frühere Vorhandensein einer solcher Einsenkung".

Nach meinen Beobachtungen erfolgte die Einsenkung des Tertiärbeckens nach Ablagerung der Kreidemergel, weil letztere meist noch horizontal gelagert, die unteren tertiären Sande und Quarzite sich aber am Südrande sanft, am Nordrande steiler, nach der Mitte des Beckens geneigt, in einer ruhigen Periode ablagerten. Als Beobachtungspunkte hiefür nenne ich Micholob und Holletitz am Südrande, und Tschernowitz am Nordrande. Die Unterbrechung des tertiären Beckens, durch buchtenförmiges Eingreifen des Quaders, beruht auf irrigen Beobachtungen, da der bei Tschachwitz, vielmehr Tscherwich auftretende Sandstein ein tertiärer Sandstein ist, wie auch Herr Bergrath Wolf denselben bei einem gelegentlichen Besuche als nicht zum Quader gehörend bestimmte. Bei Kaaden und Rachel lagern Quarzitblöcke direct auf Kaolin, und bei Koititz treten, wie schon oben bemerkt, mächtige Süsswassersandsteine mit hangendem Kieselschiefer, umgeben von gelbem Basalttuff, auf. Hienach fällt der Beweis von Jokely für die Gestaltung des Tertiärbeckens vor Ablagerung der unteren Tertiärschichten weg, umsomehr auch an anderen Punkten, ausser am Rande, nirgends Kreidemergel, vielweniger Quadersandstein aus den Tertiärschichten hervorragt.

Wie ich schon oben erwähnte, fand die erste Basaltperiode nach Ablagerung der Süsswassersandsteine statt, welche nicht nur allein die Unterbrechung der einzelnen Becken bewirkte, sondern auch Niveauveränderungen im unteren Egerbecken hervorbrachte. Als Beweis dieser Hebung führt Jokely den kleinen Purberg bei Tschernowitz

an, auf dessen Rücken die Süsswasser-Quarzite 63 Meter senkrecht von ihrer früheren Basis gehoben wurden.

Als bedeutenderen Beweis hiefür führe ich an, dass sich vom Centrum des Liesener Basaltgebirges, zwischen Kaaden nnd Maschan, drei Basaltspalten bestimmen lassen, welche vom Hauptstock in nordöstlicher Richtung abzweigen, sich weit in das Tertiärbecken verfolgen lassen und von den Tertiärschichten um- und überlagert werden.

Die bei weitem interessantere Spalte ist die nördliche, welche mit der späteren Egerspalte zusammenfällt und in der Richtung Kaaden, Tschachwitz, Ströpau streicht. Der von Wickwitz abwärts beide Gehänge der Eger bildende Granulit tritt am östlichen Ende des Liesener Basaltgebirges in der angegebenen Richtung in einem breiten Rücken auf, aus dem in grösseren Partien und einzelnen Kuppen Basalttuffe und feste Basalte hervortreten. Der untere Basalttuff ist nun stets von einem mehr oder weniger breiten Kranz von Kaolin umgeben, welcher als Metamorphose des Granulites anzusehen ist, wie auch die Uebergänge in das Urgestein nicht selten zu beobachten sind. Diese Erscheinung tritt zwar überall im Contacte des unteren Basalttuffes mit Granulit oder Gneiss auf, ich hebe dieselbe hier nur speciell hervor, weil sie mitbestimmend für das Alter dieser Hebung ist, indem die den Kaolin stellenweise überlagernden bunten Thone gar keine Veränderung zeigen, welches doch gewiss der Fall gewesen wäre, wenn deren Ablagerung vor Veränderung der Granulite stattgefunden hätte.

An diesen Rücken lagern sich, zu beiden Seiten abfallend, die Tertiärschichten an, und in seiner weiteren Einsenkung wird er in der Gegend von Tschachwitz von bunten Thonen überlagert, um in der Gegend von Ströpau mit den letzten Basalttuffen sich unter die Saazer Schichten einzuschieben, die von nun an wenig geneigt, fast horizontal lagernd, den Rücken bedecken. Hiemit dürfte der triftigste Beweis geliefert sein, dass die erste Basalteruption in die Zeit vor Ablagerung der Saazer Schichten fällt.

Die mittlere Basaltspalte zieht sich parallel der ersteren von Radonitz-Winteritz bis Ratschitz und besteht ausschliesslich aus Basalttuff mit einzelnen Basaltstöcken. Dasselbe ist auch bei der südlichen Spalte der Fall, welche sich über Maschan, Schöahof, Dollanka erstreckt und deren weitere Ausläufer noch von unterem Tertiärsandstein umgeben, bei Micholob aus der Kreide hervorragen.

Dass diese Rücken als vollständig abgesonderte Basaltspalten zu betrachten sind, beweist, das im Innern des Liesener Basaltgebirges zwischen denselben auftretende Vorkommen von Granulit bei Redenitz und Quarziten bei Koititz.

J o k e l y theilt die tertiären Schichten in untere thonig-sandige, und obere vorherrschend thonige, welche hauptsächlich durch Schieferthon und mächtige Braunkohlenflötze vertreten sind. Wenn ich mich im Allgemeinen dieser Eintheilung anschliesse, so ergaben sich bei meiner Detailuntersuchung so charakteristische, wesentlich von einander unterschiedene Schichtenreihen, dass ich folgende Abtheilungen zu machen für nöthig fand:

1. Untere Sandsteine, welche zum Liegenden in losen Sand und zum Hangenden in Quarzite mit Conglomeraten übergehen,



2. Bunte Thone,
3. Saazer Schichten,
4. Alaunschiefer mit Mergelschichten,
5. Obere Abtheilung, graue Letten oft in Schieferthone übergehend mit mächtigen Kohlenflötzen,
6. Erdbrandgesteine respective Brandschiefer,
7. Diluvial- und Alluvial-Ablagerungen.

1. Der untere Sandstein

besteht ausschliesslich aus losem Sand, Sandstein und Quarziten mit Conglomeraten. Diese Schichtenreihe ist, wenn sie auch fast nie an den Rändern des Tertiärbeckens ganz fehlt, sehr unregelmässig entwickelt, sie tritt von 1—20 Meter Mächtigkeit auf, ist aber auch nur durch lose Quarzitblöcke vertreten. Wo die grösste Mächtigkeit entwickelt ist, wie z. B. am Katzenbühl zwischen Komotau und Görkau, bestehen die unteren Lagen aus mehr mürben feinkörnigen Sandlagen, darüber festere, bis 3 Meter starke gelbe Sandsteinbänke, welche mit 20 Grad südwestlich einfallen und zu Bausteinen verwendet werden. Die Oberfläche bedecken dann weisse feste Sandsteine, Quarzite und Conglomerate in losen, unregelmässig durcheinanderliegenden Blöcken; erstere werden gespalten und zu Bau- und Pflastersteinen verwendet.

Die Sandsteine lagern hier auf einem glimmerreichen Gneiss, welcher im Hohlwege nordwestlich vom Katzenbühl, in hor. 3—4 mit westlichem Einfallen ansteht. Wenn sich die Quarzitblöcke nordöstlich bis Görkau ausdehnen, so sind die mürben Sandschichten in südwestlicher Richtung bis zum Leimberge an der Strasse von Komotau nach Sonnenberg 1 Meter mächtig, einen grauen glimmerreichen Kaolin überlagernd, zu beobachten. Der Kaolin steht unter demselben in natürlicher Schichtung mit hor. 3—4 und westlichem Einfallen an.

Wenn nun auch nördlich von Oberdorf, am Fusse des Erzgebirges, die Sandsteine fehlen, so treten sie westlich von hier am Schwarzberge, durch Basalte gehoben, wieder hervor. Die Ablagerung ist 4 Meter mächtig auf Kaolin ruhend und liegt in unregelmässigen Schichten, aus ein zelnen Blöcken mit sandigen mürben Zwischenlagen gebildet, fast horizontal. Diese Ablagerung gibt ein deutliches Bild von der ursprünglichen Lage der einzelnen Quarzitblöcke, bevor die mürben sandigen Zwischenlager zwischen denselben ausgewaschen wurden.

Vom Schwarzberg südwestlich gegen Station Tschernowitz, und weiter gegen Malkow wird die Fläche mit Quarzitgerölle 1—2 Meter stark bedeckt, welche auf Kaolin lagern, wie in den Bahneinschnitten ersichtlich ist. Oberflächlich werden kleine Nester von weissem Thon gewonnen und zu feuerfesten Ziegeln verwendet; dieser Thon dürfte, von den höher gelegenen Kaolinen abgewaschen, hieher getragen sein.

Im Dorfe Tschernowitz stehen die unteren Sandsteine in unregelmässigen Bänken ca. 20 Meter mächtig an und sind hier Gegenstand der Gewinnung zu Mühlsteinen, Bauzwecken etc. Abgerissen von diesen und, wie anfangs erwähnt, 60—70 Met. gehoben, liegt auf dem Kamme des kleinen Purberges eine 6—8 Met. mächtige Sandsteinlage mit einer

gegen Tschernowitz gerichteten senkrechten Wand. Dieselbe bildet unregelmässige, $^1/_2$—1 Meter mächtige Bänke mit sandig schiefrigen Zwischenlagen und ist hier besonders reich an Pflanzenresten *Comptonia acutiloba Brong.*, *Salix angustata Chl. Br.* und Schuppen und Zapfen von *Pinus ornata Brong.*

Der Sandstein lagert hier direct auf Gneiss. Wenn nun von Malkow in südwestlicher Richtung Gneiss-Gerölle die Grenze zwischen dem Tertiärbecken und dem Gneiss verschütten, so treten an dem westlichen Rande des Beckens, westlich von Brunnersdorf, dann in der Richtung gegen Spitzinghof, Mittlerberg und Kaaden, fast ununterbrochen Quarzitblöcke auf, die namentlich westlich von Kaaden, am sogenannten Rossbühl, mit mächtigen Conglomeratblöcken auf Kaolin und Basalttuff lagern. Dieselben bedecken noch einzeln die Gegend gegen Seehaus und Pröhl, und südlich von letzterem Orte treten dieselben am linken Egerufer in sehr beschränkter Ausdehnung in der natürlichen Lage, 2 Meter mächtig, auf Granulit lagernd auf. Am rechten Egerufer in der Umgegend von Neudörfel, Burgstadl, Rachel, Klein-Schönhof überlagern die Quarzitblöcke vereinzelt den Granulit, an letzteren beiden Orten wieder in sehr bedeutenden Blöcken. Wenn man hierzu noch das Vorkommen von Koititz und Schönhof etc. rechnet, so ergibt sich der deutlichste Beweis von dem einstigen ununterbrochenen Zusammenhange und der Ausdehnung des Tertiärbeckens vor der ersten Basalteruption, ebenso auch vor Bildung des Egerthales.

Während am Nord- und Westrande der jetzigen Tertiärmulde das unterste Glied mehr oder weniger bedeutend entwickelt ist, besteht dieselbe Schicht am Südrande fast ausschliesslich aus fein- und grobkörnigem, zerreibbaren Sandstein. Am meisten entwickelt ist derselbe am Gehänge südlich von Gr.-Holletitz, wo er sich bei Kl.-Holletitz unter Saazer Schichten in die Thalsohle senkt. Zu diesem Sandstein gehört der grobkörnige Sand mit weissgrauen Thonnieren, welcher westlich und südlich vom Miholaper Bräuhause zu Bausand gewonnen wird, ferner jene 1—2 Meter mächtige lose Sandsteinlage, welche bei Schellesen unmittelbar auf dem Kreidemergel lagert. Nordwestlich von Liboritz am Gehänge im Landbusch ist der lose Sandstein wenig aufgeschlossen, dagegen finden sich ganz vereinzelte Quarzitblöcke an der Grenze der Saazer Schichten. Vollständige Aufschlüsse des mürben Sandsteines finden sich wieder westlich von Schaab und Dollanka, an ersterem Punkte überlagern denselben mächtige Quarzitblöcke. Ein sehr interessanter Aufschluss ist zwischen dem Hummel- und Rubinberg bei Dollanka-Mühle; auf der Sohle des Bruches tritt weisser, mürber, horizontal lagernder Sandstein auf, der nach oben in grauen Sandstein und gelben Basalttuff übergeht, ohne dass irgend eine Fuge die einzelnen Lagen trennte. Auf dem Basalttuff liegen bis zur Höhe des Berges feste Basalte mit senkrechten Ablösen.

Ausser dem vorstehend beschriebenen Sandsteinvorkommen tritt dasselbe noch an den Rändern der in das Tertiärbecken hineinragenden Rücken auf. Während am Nordrande des Kaaden-Ströpauer Rückens bei Luschitz einzelne Quarzitblöcke sich im Lehm finden und am Wege gegen Neuhof der lose Sandstein aus den bunten Thonen hervortritt, ist das Sandsteinvorkommen am Südrande dieses Rückens bei weitem

interessanter. Der Sandstein tritt am linken Egergehänge unterhalb Tschermich auf und wurde, wie ich schon früher bemerkte, von Jokely als Quadersandstein bezeichnet; er ist ca. 10 Meter mächtig, enthält in den unteren, grünlich gefärbten Schichten Gneiss-Geschiebe, während die oberen weissen Sandsteine wie bei Dollanka von Basalttuff horizontal überlagert werden. Auf diesem Sandstein liegen unmittelbar am Egerufer bunte Thone, und ist deren Auflagerung auch jenseits der Basaltkuppe zu beobachten. Ein weiteres Vorkommen des unteren Sandsteines beobachtet man bei Libotitz, am Ende der Rachel, durch welche der Weg von Klein-Körbitz nach Libotitz führt; hier steht derselbe regelmässig geschichtet mit nordwestlichem Einfallen an und wird von bunten Thonen überlagert. Diese Sandpartie liegt an dem Nordrande des Radonitz-Ratschitzer Basaltrückens, und dürften auch die Sande auf der Höhe dieses Rückens, südöstlich von Ratschitz, welche hier als Mauersand gewonnen werden, demselben Niveau angehören.

Die Anführung der einzelnen Beobachtungspunkte des unteren Sandsteines beweist, dass derselbe nicht nur allein als ein für sich abgeschlossenes Tertiärgebilde an den Rändern der Mulde, sondern auch im Innern derselben abgelagert wurde, wie die An- und Ueberlagerung der nach Ablagerung des Sandsteines gebildeten Rücken im Innern der Mulde ergibt.

Ich erwähne nun noch untergeordnete Schichten im Bereiche meines Beobachtungsgebietes, welche noch zu dem unteren Sandsteine gehören dürften. Es ist dieses ein Kieselschiefer, welcher unterhalb des Badehauses von Tschachwitz in geringer Ausdehnung unter den bunten Thonen lagert. Derselbe bildet 5—10 Centimeter starke Lagen von lichtgrauer, gelblicher Farbe, circa 3 Meter mächtig, welche hor. 23 streichen, und mit 25 Grad östlich einfallen. Im Hangenden der Kieselschiefer finden sich Opale, die Jokely pag. 435 als im Basalttuff auftretend anführt, und als Absatz einstiger warmer Quellen bezeichnet.

Ein zweites Vorkommen von Kieselschiefer tritt bei Koititz auf, welcher das Hangende der dortigen Quarzite bilden dürfte; leider ist dessen Lagerung durch keinen Aufschluss ersichtlich, derselbe ist am Tage dünnblättrig gelblich-grau.

Wäre die Entstehung dieser Kieselschiefer warmen Quellen zuzuschreiben, so dürfte die Umänderung in dem weissen Thone der folgenden Schichtenreihe erfolgt und derselben zuzurechnen sein; es ist dieses aber unwesentlich, da ihr vereinzeltes Vorkommen keinen Einfluss auf das Erkennen der Lagerungsverhältnisse hat.

2. Bunte Thone.

Dieses Schichtenglied besteht aus abwechselnden Lagen von gelben und weissen Thonen; letztere, meist sandfrei, liefern das vorzüglichste Material zur weissen Thonfarbe, für Töpfereien und feuerfeste Chamottewaare. Die Thonqualität ist zu vorstehenden Zwecken weniger gut, wenn sie mit Sand gemengt, was in einigen Partien der Fall ist.

Vorherrschend ist der gelbe stets sandige Thon; derselbe wird, wo der Sand vorherrscht, steinhart, lagert sich aber niemals in sehr festen

und regelmässigen Schichten. In diesen Partien kommt es nicht selten vor, dass der Stein von Wurzeln durchlöchert ist, ohne dass jedoch der geringste vegetabilische Rückstand und Pflanzenabdrücke zurückgeblieben wären.

Bemerkenswerth sind in den Liegendlagen die hoch-, tief- bis braunroth gefärbten Partien, die charakteristisch und zum Erkennen der Schichte bezeichnend sind. Dieselben sind rein thonig, kommen unregelmässig nesterartig vor; trotz ihrer hochrothen Färbung ist das getrocknete, gemahlene Pulver zu braun, um sie als rothe Farbe benützen zu können, und es ist selbstverständlich, dass die Thone, ihres Eisengehaltes wegen, nicht feuerbeständig sind.

Die Mächtigkeit der bunten Thone, die nach ihrem Aussehen mit Recht diesen Namen verdienen, wechselt von 1—10 Meter an den bekannten Aufschlüssen. Jokely scheidet diese charakteristische Schichtenreihe nicht besonders aus, sondern bezeichnet sie als Saazer Schichten, welche in den tiefsten Stellen ziegelroth werden.

Die Ablagerung der bunten Thone in dem Tertiärbecken ist nun folgende: Am Nordrande desselben findet man die bunten Thone nicht anstehend, nur an einem Punkte, am Wege von Komotau nach Görkau, südöstlich vom Katzenbühl befindet sich eine alte Schachthalde, deren roth und gelb gefärbtes Material den bunten Thonen angehören dürfte, die dann wahrscheinlich auf dem unteren Sandstein lagerten. Erst am Westrande, westlich von Brunnersdorf, scheinen sich die gelben thonigen Sande anzulegen, wie dieselben auch im Eisenbahneinschnitt aufgeschlossen sind, wo sie auf Kaolin auflagern.

Wenn auch von diesem Punkte bis Seehäusel-Würgnitz sich kein Beobachtungspunkt ergibt, so treten die Thone doch hier am Nordrande des Kaaden-Ströpauer Rückens, in gelben, sandig-thonigen Lagen, auf Kaolin lagernd, mit nördlichem Einfallen wieder auf und lassen sich ununterbrochen bis Luschitz verfolgen. Sie bedecken das flache Gehänge gegen Neuhof und überlagern mit einzelnen Unterbrechungen von Basalt, und wie schon früher bemerkt, von den unteren Sandsteinen, auf Granulit und Kaolin ruhend, den ganzen Sattel, so dass sie bis zum Südrande desselben zusammenhängend zu verfolgen sind. Die Mächtigkeit beträgt namentlich auf dem Sattelrücken nur 1—1½ Meter, wie dieses in jeder Lehmgrube, namentlich am Gehänge nördlich von Weschitz, zu beobachten ist. Die Tschachwitzer Höhe besteht ganz aus denselben; dasselbe ist auch östlich und nordöstlich der Fall, und kommen von nun an die unterlagernden Granulite nicht mehr zum Vorschein.

Die bunten Thone überlagern dann einerseits die unteren Sandsteine, und werden andererseits von Saazer Schichten überlagert, so dass die untere Schichtenreihenfolge hier deutlich zu beobachten ist. Die bunten Thone bilden noch den Scheitel des Sattels bis Ströpau, wo dieselben in der Ströpauer Rachel vorzüglich entwickelt, mit der Ueberlagerung der Saazer Schichten zu beobachten sind. In der nordöstlichen Fortsetzung des Sattels treten sie noch einmal in der Niederung von Tschern, prächtiger noch in der Horsenzer Rachel zu Tage, um von nun an in dieser Richtung, so weit mein Beobachtungsgebiet ging, aus den Saazer Schichten, die selbst in den Thälern und Seitenracheln die Oberfläche bedecken, nicht mehr hervorzutreten. Ich kehre

zum Südrande des Nordsattels zurück; an demselben lassen sich die bunten Thone von Tschachwitz, Weschitz-Dehlau verfolgen, begünstigt durch die zum Theil steilen Ufer des Egerflusses, welcher die Schichten wiederholt durchschneidet, wo sie dann auf beiden Gehängen ohne Unterbrechung fortsetzen. Sie sind noch in südwestlicher Richtung bis zum Weinerem Bergwirthshaus zu beobachten, und ist mit diesen Beobachtungspunkten die ununterbrochene Ablagerung der bunten Thone zu beiden Seiten, an und über dem Nordsattel constatirt.

Als vereinzelte Beobachtungspunkte führe ich noch folgende an: Am Nordrande des Radonitz-Ratschitzer Basaltrückens in der Libotitzer Rachel, lagern sie auf dem unteren Sandsteine circa 10 Meter mächtig mit nordwestlichem Einfallen und werden von Saazer Schichten überlagert.

Schliesslich treten sie noch einmal sehr belehrend am Nordrande des Maschau-Schönhofer Basaltrückens bei Hohentrebetitsch bis Lobeditz auf, wo dieselben bei der Zuckerfabrik 4 Meter, bei Lobeditz 8—10 Meter mächtig sind, und hier durch Aufnahme von Sand fest werden, um als, obwohl schlechter, Baustein benutzt zu werden; sie werden von Saazer Schichten mit 15 Grad nordöstlichem Einfallen überlagert.

Aus Vorstehendem geht nun hervor, dass man wohl berechtigt ist, die bunten Thone als ein besonderes Glied des Tertiärbeckens zu bezeichnen, obschon dieselben am Südrande ganz fehlen, und am Nordrande in der Gegend von Komotau nur zweifelhaft constatirt wurden. Dagegen treten sie unter bestimmten regelmässigen Lagerungsverhältnissen an den in das Tertiärbecken hineinragenden Rücken, namentlich entwickelt an dem Nordrücken auf. Es scheint nun auch, dass ihre Ablagerung nach der Erhebung dieser Rücken, also nach der ersten Basalteruption stattfand; hiefür spricht ausser dem Anfangs für das Alter dieser Hebungen angeführten Beweis, auch der Umstand, dass sich die bunten Thone dort, wo der Kaaden-Ströpauer Rücken in nordöstlicher Richtung einzusenken beginnt, denselben anfangs mit geringer Mächtigkeit überlagern, und je mehr die Einsenkung zunimmt, auch die Mächtigkeit derselben bedeutender wird.

An einzelnen Punkten, und zwar in einer Eger-Rachel östlich von Tschachwitz und nordwestlich von Dehlau, gehen in der Nähe von Basalten die bunten Thone in Basalttuff über, so dass es scheint, die bunten Thone hätten vorherrschend das Material zu den oft in bedeutender Ausdehnung auftretenden Basalttuffen geliefert. Man neigt sich zu dieser Ansicht noch mehr hin, wenn man nicht nur allein wie bei Tschachwitz den Thonbasalttuff, sondern viel bedeutender bei Hohentrebetitsch, Porletitz etc. etc. Saazer Schichten die Thone direct überlagern sieht. Auch bei Wilkenwaper westlich von Meretitz, dann in der Mitte des Basaltgebirges in den tiefen Einschnitten bei Kvititz, Redenitz, Grün u. a. O. glaubt man, bei Betrachtung des untersten Basalttuffes, geschichtete bunte Thone vor sich zu haben, und kann diese Vorkommen nur deshalb zu Basalttuff zählen, weil sie theils zerstreute, theils ganze Zwischenlager von grösseren und kleineren festen Basaltknollen enthalten. In diesen Tuffen sind Fasergypsschnüre nicht selten, sie enthalten auch fast ausschliesslich das so häufig im Basalttuff

vorkommende verkieselte Holz; auch treten in ihren oberen Lagen die Süsswasserkalke mit dem an dieselben gebundenen Grünerde-Vorkommen auf. In den bunten Thonen findet sich keine Spur von Braunkohlen-Vorkommen, eben so wenig in den unteren Basalttuffen, noch weniger im Liegenden derselben, da sie stets Granulit und Gneiss direct überlagern.

3. Saazer Schichten.

Unter diesem Namen bezeichnet Jokely die gesammte untere Abtheilung des Tertiärbeckens, dessen oberer Theil die grösste Ausdehnung in der Umgebung von Saaz einnimmt. Sie bestehen aus Wechsellagern von vorherrschend feinem, seltener grobem, gelbem und weissem Sande (in der Rachel bei Priesen) mit hellgrauen und gelblichgrauen plastischen oder sandigen Thonen. Im oberen Theil dieser Schichten kommen drei mulmig-thonige Braunkohlenlager, $^1/_2$—1 Meter mächtig vor, welche durch 2—3 Meter starke Sandlagen getrennt sind. Die eine oder andere Mulmlage wird hin und wieder als Kohle abbauwürdig, liefert jedoch stets eine thonige Kohle.

Der untere Theil der Saazer Schichten ist vorherrschend sandig und enthält oft nicht unbedeutende sandige Brauneisensteinmugeln, die jedoch ihres geringen Gehaltes wegen keinen technischen Werth haben. Das Vorkommen des Brauneisensteins ist nennenswerth zwischen Priesen und Ströpau, Tschern, Skyrl und bei Mohr, wo derselbe an einzelnen Punkten sehr bedeutend wird, und der Sand fast das Ansehen eines festen Gesteins gewinnt.

Die Saazer Schichten bleiben sich in ihrer grossen Ausdehnung in allen Theilen vollständig gleich, man beobachtet bei grossen Durchschnitten, wie z. B. von Bielenz, Skyrl bis Welmschloss im Assigbachthal oder im Saubachthal von Tenetitz, Schiepelitz, bis Stankau, an den scharfen Thalrändern dieselbe Schichtenfolge fast horizontal gelagert, nur an den Rändern des Beckens ist eine mehr oder weniger grosse Neigung bis 15 Grad bemerkbar.

Die Mächtigkeit dieser Schichten ist nicht entsprechend ihrer Ausdehnung und dürfte 70—80 Meter nicht überschreiten. Was letztere betrifft, so sind die Saazer Schichten am Nordrande des Tertiärbeckens innerhalb meines Aufnahme-Rayons nirgends nachweisbar. Sie umlagern den Kaaden-Ströpauer Rücken am Nordrande mit einem schmalen Streifen, bei Liebisch beginnend, mit nordwestlichem Einfallen, am Südrande bei Tschermisch beginnend, südöstlich abfallend. In der Gegend von Priesen-Ströpau, wo sich der Sattel abdacht, überlagern sie denselben, behalten jedoch das zweiseitige Abfallen, entsprechend den oberen Braunkohlenmulden, auf die ich zurückkommen und die nördliche und südliche Mulde nennen will, ziehen sich am Rande der nördlichen Mulde mit nordwestlichem Einfallen fort, umgeben die südliche Mulde bis Ratschitz, den Ost- und Südrand des Radonitz-Ratschitzer Basaltrückens, von demselben abfallend, und füllen die Bucht zwischen diesem und den Maschau-Schönhofer Basaltrücken in der Umgebung von Podletitz, Gr. Witschitz, Weitentrebetisch, Michelsdorf, Hohentrebetitsch bis Kaschitz, auf Basalttuff lagernd, aus. Am

Südrande des Beckens von Dollanka, Schaab, Miltschowes bis Gross-Holletitz lagern die Saazer Schichten direct auf dem untern Sandstein. Von Miltschowes in der Richtung gegen Norden über Saaz, Wisocan, Wodierad bis zur Grenze der oberen Abtheilung, in einer Ausdehnung von circa 20 Kilometer machen die Schichten den Eindruck einer ruhigen Ablagerung; sie legten sich an den Rändern des Beckens mit ihrer gegenwärtigen Neigung an, während sie nach dem Innern die horizontale Lage annahmen und behielten.

Was das Kohlenvorkommen der Saazer Schichten betrifft, so ist dasselbe, wie ich schon bemerkte, unbedeutend, die Qualität der Kohlen durch ihre erdige, mulmige Beschaffenheit eine geringe, und war die Gewinnung derselben an einzelnen Punkten nur in einer Zeit möglich, wo die jetzigen Verkehrsmittel noch nicht vorhanden und die Beschaffung von Kohlen aus anderen Gegenden zu kostspielig, ja unmöglich war. Man kann wohl sagen, dass sämmtliche Grubenfelder, welche ausschliesslich Kohlenvorkommen der Saazer Schichten decken, vollständig werthlos geworden sind.

Anmerkung. Die von Jokely p. 522 genannten Kohlenvorkommen bei Holletitz gehören zur oberen Braunkohle, und jene Profile aus der Umgegend von Straupitz sind durchweg in den Saazer Schichten gelegen.

Im Nachstehenden führe ich einige Profile über das Kohlenvorkommen innerhalb der Saazer Schichten an, und beginne mit einer unter meiner Leitung durchgeführten Bohrung auf der Höhe nordöstlich von Münitz:

Vom Tagekranze Lehm mit Basaltgerölle	3·79	Meter
gelblichgrauer Letten mit dunklen Streifen	7·37	„
gelber Sand	0·15	„
grauer Letten	0·94	„
gelber Sand	0·16	„
gelblichgrauer, sandiger Letten mit schwarzen Streifen	1·79	„
mulmige Kohle	0·16	„
gelblicher und bituminöser Letten	2·29	„
lettiger Sand	1·31	„
grauer Letten	1·45	„
Letten mit Sand	2·21	„
grauer Letten	2·37	„
Kohlenflötz	1·31	„
grauer Letten	4·53	„
lichter Sand mit Sandstein	1·58	„
gelblicher Letten	0·63	„
gelber Sand mit Stein und Letten	1.79	„
gelblichgrauer Letten	1·05	„
gelblicher Sand mit Stein	0·79	„
grauer Letten mit Kohlenspiegel	3·27	„
gelblichgrauer Letten	3·21	„
gelber Sand mit Stein	1·26	„

gelblichgrauer Letten	0·84 Meter
Sand mit Stein	0·29 „
hellgrauer Letten mit bituminösen Streifen	0·76 „
desgleichen mit Sand und Stein	2·16 „
hellgrauer Letten mit dunklen Streifen	5·43 „
graue Steinlage	0·16 „
hellgrauer Letten	2·05 „
„ Sand	1·58 „
„ Letten	2·98 „
„ fester Stein	0·26 „
„ Letten	4·40 „
gelber Sand und Stein	4·50 „
hellgrauer Letten	1.66 „
lettiger Sand mit Stein	1·87 „
hellgrauer Letten	0·61 „
feiner, lichter Sand	0·47 „
hellgrauer Letten mit sandigen Streifen	2·55 „
„ Sand mit Stein	1·90 „
hellgrauer Letten	1·74 „
lettiger Sand	0·81 „
hellgrauer Letten	0·26 „
grauer Sand mit Stein	1·79 „
Letten	0·10 „
Sand	0·21 „
hellgrauer Letten	0·60 „
Sand	0·42 „
hellgrauer Letten mit Sand	1·18 „
lettiger Sand	1·10 „
Letten	0·26 „
Sand und Sandstein	6·98 „
Gesammt-Bohrlochteufe	93·33 Meter.

Das ganze Profil macht den Eindruck, wie die Thalgehänge am Assigbach; in den oberen Partien hellgraue Thone mit bituminösen Lagen und einem thonigen Kohlenflötze, in der unteren Partie vorherrschend Sand, der in unteren Sandstein ohne bunte Thonzwischenlage übergeht.

Bei Welmschloss soll in der Thalsohle unter Sand ein 1·89 Meter mächtiges Kohlenflötz erbohrt sein, doch ist dieser Angabe wenig Glauben zu schenken.

Nordwestlich von Losau, an der Strasse nach Komotau, war in einer Teufe von 37·9 Meter ein Schacht auf einem angeblich 1·89 Meter mächtigen Flötze, dessen Auflassen dadurch erfolgt sein soll, dass das Aufquellen der Sohlletten keinen Streckenbetrieb ermöglichte.

Nördlich von Libotitz wird in den oberen Saazer Schichten bei 17 Meter Teufe ein 0·47 Meter mächtiges erdiges Flötz gebaut.

Interessant ist die Flötzpartie von Weiten- und Hohentrebetitsch, und der Umgebung von Michelsdorf.

Bei Betrachtung dieser Ablagerung gehe ich von Hohentrebetitsch aus und führe zunächst ein Profil derselben an.

Vom Tage Basaltschotter und Sand	1·89	Meter
Hellgrauer und weisser Letten	3—15·00	„
Oberflötzkohle	0·94	„
Zwischenmittel (Letten und Kohle)	2—2·52	„
Kohle	0·94	„
Kohlenstein (Sphärosiderit)	0·31	„
Kohle	1·26	„
Letten	0·26	„
Kohle	0·31	„
Lage von Letten und nicht bauwürdiger Kohle	3·79	„
Kohle	1·26	„
Obsidianartiger Stein (sog. Gyps)	0·31	„
Kohle	0·94	„
Kohlenstein	1·26	„
Hauptflötz	5·68	„
grünlichgrauer Letten	7·58	„
durchteufter Basalttuff	5·68	„
	49·93	Meter.

Diese Kohlenpartie lagert in einem eng begrenzten Tümpel von höchstens 5—600 Meter Durchmesser mit einer Neigung der Ränder von 15—30 Grad nach dem Innern desselben, umgeben von dem unterlagernden Basalttuff.

Nach Nordwest gegen Michelsdorf, Weiten und D. Trebetisch bis Gr. Witschitz ist die Verbindung mit dem hier weniger mächtigen, in den Saazer Schichten lagernden Kohlenflötze aufgeschlossen. Auf der Südostseite des Tümpels gegen Hohentrebitsch lässt sich die Fortsetzung zum Theil über Tag deutlich beobachten. An dem Gehänge bei der Zuckerfabrik überlagert die untere Flötzpartie vom grünlichgrauen Letten bis zu der Obsidianlage den in Basalttuff übergehenden bunten Thon. Die Mächtigkeit des Flötzes nimmt allmählig ab, und lässt sich die untere mulmige Kohle am oberen Gehänge bis zum Lobeditzer Friedhofe verfolgen, wo sie nur mehr 0·63 Meter mächtig von Saazer Schichten überlagert wird. Aufschlüsse bei Kaschitz, Neprowitz und Oblat beweisen, dass sich dieses Flötz im oberen Theil der Saazer Schichten nicht unbedeutend ausdehnt. An letzterem Orte soll ein Bohrloch folgendes Profil ergeben haben:

Basaltschotter	2·8	Meter
Sand und Letten	6·4	„
Kohle	0·9	„
Sand und Letten	11·3	„
Kohle	2·8	„

Ob die Angabe über das Vorhandensein und über die Mächtigkeit des unteren Flötzes richtig, ist zweifelhaft, weil in der ganzen Umgebung nur ein Flötz aufgeschlossen wurde, und ist es wahrscheinlich, dass man dasselbe bei der angegebenen Mächtigkeit und geringen Teufe durch Bergbau aufgeschlossen und abgebaut hätte.

Ich kehre zu der Hohentrebetitscher Kohlenablagerung zurück. Das Profil zeigt eine vollständige Wechsellagerung von Kohlen und Letten, selbst das sogenannte Hauptflötz enthält mehrere Lettenlagen. Die Kohle ist in ihrer Beschaffenheit von der oberen Braunkohle sehr verschieden, sie hat selbst in den festeren Lagen ein erdiges Aussehen und ist in Platten spaltbar, während die obere Kohle niemals diese Structur zeigt, sondern in grössere und kleinere Blöcke bricht. Mehr noch, als dieses, beweisen die oben angeführten Lagerungsverhältnisse, dass die Hohentrebetitscher Kohle im Zusammenhange mit jener einerseits von Michelsdorf etc., anderseits von Kaschitz, Neprowitz etc. ist und den Saazer Schichten angehöre.

Interessant ist der in der unteren Flötzpartie der Hohentrebetitscher Kohle fast als regelmässige Schicht vorkommende obsidianartige Stein, der von dem Localbergmann Gyps genannt wird. Derselbe besteht aus einer dunkelschwarzgrauen, mit hellgrauen Einsprengungen versehenen homogenen, glasartigen, festen Masse, welche im Feuer, oder längere Zeit am Tage liegend, mit weissem, sandigem Rückstande zerfällt. Das Vorkommen scheint demnach eine durch heisse Wasser mit Kieselerde imprägnirte Kohle zu sein. Das Vorkommen von Sphärosideriten in dieser Kohle ist eine Erscheinung, welche fast in keiner Schicht der Saazer Schichten entweder in ihrer ursprünglichen Form oder in Brauneisenstein umgeändert, fehlt. Ich erwähne dieselben noch in dem oberen Theile der Saazer Schichten zwischen Libotitz und Tschekowitz, wo ausserdem noch thonig-mergelige Nieren von 3 Meter Durchmesser und 1 Meter mittlere Stärke vorkommen, die senkrecht zerklüftet und die Ablösen mit dünnen Kalkspathlagen überzogen sind.

Die schmale, zwischen Basalttuffrücken sich hinziehende und auf demselben lagernde Kohlenmulde zwischen Schönhof und Maschau liegt auf dem Westflügel eines Basalttuffsattels, dessen Sattellinie bei Schönhof in der Richtung Nordwest durch's Thal setzt. Obschon dieses Kohlenvorkommen in früheren Zeiten durch mehrere Tagebaue aufgeschlossen war, sind dieselben jetzt gänzlich verstürzt und konnte ich über die Lagerungsverhältnisse dieser Kohle nichts erfahren. In einem Ausbisse bei Quola wird eine eigenthümlich mulmige Kohle von gelbem Letten überlagert, und bei St. Stefan wurde in der Niederung unter Basaltgerölle und hellgrauem Letten, mit einem Bohrloche in einer Teufe von 15 Meter, angeblich ein 1·26 Meter mächtiges Kohlenflötz durchteuft. Es scheint daher, dass auch dieses Kohlenvorkommen den Saazer Schichten angehöre und einstens im Zusammenhange mit jenen von Kattowitz stand.

Von Pflanzenresten führt Jokely in den Saazer Schichten vorkommend an:

Im Schieferthon bei Wodierad: *Taxodium dubium Heer*, *Glyptostrobus europaeus Heer* (*Glyptostrobus oenigensis*) *Al. Br.*

Nördlich von Liebeschitz: *Taxodium dubium Heer*, *Carpinus betuloides Ung.*, *Populus mutabilis Heer.*

Zwischen Libotitz und Tschekowitz: *Acer productum Al. Br.* (*Acer trilobatum Heer*), *Ulmus plurinervia Ung.*

Ost bei Tschermich: *Comptonia acutiloba Brong.*, *Carpinus betuloides Ung.*, *Ulmus minuta Goepp.* (*Ulmus parvifolia Al. Br.*), *Ulmus*

plurinervia Ung., Populus mutabilis Heer, Salix angustata Al. Br. (Salix angustifolia und *angustissima Al. Br.), Ceanothus tiliaefolius Ung.*

Ob letzterer Fund richtig bestimmt, ist fraglich, da wohl nördlich von Tschermich Saazer Schichten, dagegen östlich von dort nur obere Braunkohle auftritt.

4. Alaunschiefer.

Eine untergeordnete Schichtenreihe des Tertiärbeckens nenne ich Alaunschiefer, weil dieselben durch ihren bedeutenden Bitumen- und Schwefelgehalt zur Alaunfabrikation besonders geeignet sind und auch an zwei Stellen in meinem Beobachtungsgebiete zu derselben verwendet wurden.

Der Alaunschiefer besteht aus feinblätterigem, reinem Schieferthon, durch seinen Bitumengehalt braun bis dunkelbraun gefärbt, mit schwacher, unregelmässiger Kohleneinlagerung (bei Priesen), mit Sphärosiderit auf den Schichten eingelagert (bei Klein-Priesen), enthält sehr viele pflanzliche Reste und fein vertheilten Schwefelkies, welcher sich an einzelnen Stellen durch feine Zersetzungsproducte äussert. Sand und sandige Thone, welche die Saazer Schichten charakterisiren, kommen in demselben nicht mehr vor.

Sehr mächtig, doch von geringer Ausdehnung ist das Auftreten des Alaunschiefers am Nordrande des Beckens bei Komotau, wo derselbe auch fast vollständig bei der sogenannten Alaunhöhle zur Alaun-Fabrication abgebaut wurde; er scheint hier in einer Bucht unmittelbar auf dem unteren Sandstein abgelagert zu sein. Ausser an diesem Punkte ist am Nord- und Westrande des Beckens kein Alaunschiefervorkommen mehr vorhanden.

Am Nordrande des Kaaden-Ströpauer Rückens beginnt der Alaunschiefer, auf Saazer Schichten lagernd, circa 20 Meter mächtig, mit flachem nordwestlichen Einfallen, bei Liebisch und wurde im Liebischer Busch abgebaut und in einer einstigen Alaunfabrik bei Tschermich verwendet. Er enthält hier besonders wenig Sphärosidert-Einschlüsse. Der Schiefer scheint von hier in nordöstlicher Richtung ununterbrochen fortzusetzen, da derselbe im Einschnitte der Buschtěhrader Eisenbahn bei Priesen, so wie am jenseitigen Gehänge mit derselben Mächtigkeit ansteht. Durch die flache Lagerung des Schiefers bedingt, besteht die Thalsohle bei Priesen aus den unterlagernden Saazer Schichten. Der Alaunschiefer, dessen Ablagerung bei Priesen durch ein prächtiges Profil aufgeschlossen ist, steht noch im oberen Theil der Ströpauer Rachel an, scheint daher auf der Holletitzer Höhe an Ausdehnung zu gewinnen; man beobachtet ihn wieder auf der Höhe bei Tschern, am Pritschapler Berg, im oberen Theile der Neosablitzer und Horsenzer Rachel, überall in den höhern Lagen, während in den Niederungen Saazer Schichten unter demselben hervortreten. Ein weiterer Beobachtungspunkt ist noch in nordöstlicher Richtung bei Klein-Priesen, wo der Schiefer mit nordwestlichem Einfallen gegen die obere Abtheilung geneigt ist. Diese Neigung der Schiefer findet sich stets am Rande

der oberen Abtheilung, während in weiterer Entfernung von derselben die horizontale Lage der Saazer Schichten eintritt.

Von gleicher Beschaffenheit wie hier, tritt der Alaunschiefer zwischen Mohr und Knöschitz, am Gehänge von Klitschin, am linken Thalgehänge bei Sedschitz und Schaboglück, jedoch nur 1—2 Meter mächtig auf. Es scheint demnach, dass derselbe ursprünglich eine grössere Ausdehnung wie jetzt hatte, aber bei seinem geringen Zusammenhalte und leichter Zerstörbarkeit dem geringsten Anprall von Wasser nicht widerstand. Man ist daher wohl berechtigt, ihn als ein besonderes Glied der Tertiärmulde einzutheilen, welches, vorherrschend aus Pflanzenresten bestehend, auf den aus dem See hervorragenden Saazer Schichten sich ablagerte, und muss entschieden der hin und wieder ausgesprochenen Ansicht widersprechen, dass der Alaunschiefer gleich sei mit den Ausbissen der oberen Braunkohle. Seine Ausdehnung weit über den Bereich der oberen Abtheilung, seine blätterige Beschaffenheit, die sich auch in den mächtigsten Lagen vom Hangenden bis zum Liegenden gleich bleibt, beweisen wohl, dass das Material etwas ganz verschiedenes als die obere Braunkohle ist, die mulmig verwittert und deren Lettenlagen bröckelich werden. Auch lässt sich nicht annehmen, dass die übrigens in dieser Gegend nie so zusammenhängend mächtig auftretenden oberen Braunkohlenflötze, als die Alaunschiefer hin und wieder sind, so vollständig gleichmässig verwittern, ohne dass feste Kohlenpartien zurückgeblieben wären.

Eine untergeordnete Schicht, welche den Alaunschiefer überlagert, ist ein gelber mergeliger Schieferthon, welcher circa 2 Meter mächtig bei Liebisch, 1 Meter mächtig auf der Höhe südöstlich von Tschachwitz, und schliesslich im Hangenden der Alaunschiefer an dem Priesener Gehänge auftritt, sonst aber an keinem anderen Punkte in meinem Beobachtungsgebiete mehr bekannt ist. Man kann diese untergeordnete Schicht wohl dem Alaunschiefer zurechnen; umsomehr als dieselbe auch noch den Beweis liefert, dass der Alaunschiefer nicht mit den oberen Braunkohlenflötzen identisch ist, da bei den vielen Aufschlüssen der letzteren weder am Ausbiss noch in der Teufe dieselben vom Mergellager über- oder unterlagert gefunden wurden. Man könnte eher annehmen, dass die oberen thonigen Lagen der Saazer Schichten z. B. an dem Gehänge zwischen Libotitz und Tschekowitz u. a. O. mit den Alaunschiefern gleich seien, weil an den genannten Orten mergelige Nieren in ersteren gefunden wurden.

Diese Mergelschiefer dürften übereinstimmend mit jenen sein, die Jokely als in den oberen Horizonten der Saazer Schichten vorkommend bezeichnet.

V. Obere Abtheilung.

Dieses Glied der Tertiär-Ablagerungen wäre bezeichnender „das productive Kohlengebiet" zu nennen, weil in demselben die mächtigen Kohlenablagerungen vorkommen, daher dieser für den Bergmann sowohl, als auch für die Wissenschaft, der wichtigste Theil der Tertiärmulde ist. Wie ich schon Eingangs nachwies, fanden schon in der ersten Tertiärperiode Basalteruptionen statt, welche nicht nur allein die ein-

zelnen ursprünglich zusammenhängenden Tertiärbecken trennten, sondern vom Hauptstock in nordöstlicher Richtung drei parallele Spalten in das Gebiet des unteren Egerbeckens sandten, und Hebungen hervorriefen, die tiefe Falten respective Einsenkungen untereinander und zwischen dem nördlichen Hebungsrücken und dem Erzgebirge bildeten. Diese Einsenkungen sind die Bedingung für die Ablagerung der oberen Abtheilung, sie wurden von Wällen, einerseits vom Erzgebirge, anderseits von den Hebungsrücken, umgeben; wo dieselben höher, respective die Einsenkungen über dem Niveau des Süsswassersees standen, konnten sich keine Saazer Schichten ablagern. Wir sehen daher an diesen Punkten die obere Abtheilung direct auf Gneiss, Basalttuff, dem unteren Sandstein und bunten Thonen aufgelagert, erst bei grösserer Tiefe der Einsenkung unterlagern dieselbe Saazer Schichten.

Es lassen sich nun zwei parallele, vollständig getrennte, aber unter gleichen Bedingungen abgelagerte productive Braunkohlenmulden bestimmen, von denen die nördliche die bei weitem wichtigste und ausgedehnteste ist. Sie beginnt am Westende bei Brunnersdorf, dehnt sich in nordöstlicher Richtung über Deutschkralupp, Komotau, Wurzmes und über meine Beobachtungsgrenze hinaus nach Brüx u. s. w., in einem ununterbrochenen Zusammenhange aus.

Die zweite Mulde beginnt im Westen bei Winteritz und Radenitz, wird durch einen zwischen den beiden Orten auftretenden, nordöstlich sich erstreckenden kleinen Basalttuffrücken in zwei schmale Mulden getrennt, die sich bei Fünfhunden vereinen. Diese gemeinschaftliche Mulde setzt nun in der Richtung über Pohlig, Wikletitz, Negranitz, Holletitz-Tenetitz fort, und hebt sich nordöstlich von Holletitz, auf Saazer Schichten lagernd, aus. Dieselbe hat von ihrem Beginne bis zum Ende eine Länge von circa 17.500 Meter und eine durchschnittliche Breite von 3000 Meter, während die Nordmulde von ihrem westlichen Beginne bei Brunnersdorf, bis zur Grenze meines Aufnahmegebietes in der Querrichtung Görkau, Wurzmes, eine Länge von circa 20.000 Meter und eine Breite von 6—7000 Meter hat. Der grösseren Ausdehnung entsprechend sind bei letzterer die Kohlenflötze mächtiger und reiner, wie bei der Südmulde. Die Ablagerungen der Schichten in beiden Mulden blieben sich vollständig gleich, vom Tage gelblichgraue kurzklüftige Letten, unter welchen aschgraue und blaugraue, oft in Schieferthon übergehende Letten lagern. In der Umgebung der Kohlenflötze wie auch zwischen denselben lagern weissschwarze Letten, die sehr schwefelkiesreich, und in Folge ihrer leichten Entzündbarkeit die gefährlichsten Feinde des Bergmannes sind. Sphärosiderite oder sogenannte Kohlensteine finden sich sowohl über als in den Kohlenflötzen und kommen nicht selten in denselben Sphärosiderit-Metamorphosen von Baumstämmen und plattgedrückten riesigen Farrenstämmen, die mit Glanzkohle umgeben sind, vor.

Während nun am westlichen Ende der Nordmulde, in der Gegend von Brunnersdorf bis Tuschmitz-Deutsch-Kralup und der unteren Flötzpartie graue und grünlichgraue sehr kurzklüftige Letten lagern, die namentlich bei Tuschmitz eine grössere Mächtigkeit haben, und hier durch die bedeutende Einlagerung von Sphärosiderit - Knollen mit Carpinus-Blattabdrücken bemerkenswerth sind, zeigen die Aufschlüsse,

dass bei weiterer Einsenkung der Mulde, sowohl am Südrande als im Innern derselben, dieselbe Flötzpartie direct auf Saazer Schichten lagert. Eine ganz analoge Lagerung ergeben die Aufschlüsse der Südmulde; während von Radenitz bis Fünfhunden einerseits, dann von Winteritz, Weinern bis Fünfhunden anderseits, die untere Flötzpartie auf Basalttuff lagert, liegt dieselbe von Fünfhunden an am Südrande auf Saazer Schichten, am Nordrande bis Tschermich auf bunten Thonen, dann ebenfalls bis zum nordöstlichen Aushub auf Saazer Schichten.

Ich kehre zur Nordmulde zurück und werde im Folgenden die mir bekannten Aufschlüsse einzeln anführen, um aus denselben die Muldengrenzen und Lagerungsverhältnisse darzuthun.

Westlich von Brunnersdorf baut man auf dem Ausbisse der Kohle, welche hier östlich einfällt, von 2 bis 8 Meter nach dem Einfallen an Mächtigkeit zunimmt. Interessant ist die durch den Bergbau aufgeschlossene Thatsache, dass mit dem Thalrande das Kohlenflötz gegen Gneissgerölle abstösst, was den Beweis liefert, dass das Egerthal und mit ihm seine Seitenthäler nach Ablagerung der oberen Braunkohle entstanden, dass sich ferner die Thalsohle später durch Ablagerung von Gerölle bis zu ihrem jetzigen Niveau wieder erhöhte, wie hier noch die ganze Oberfläche von einer 4 Meter starken Gneissgeröllschicht bedeckt wird. Beim Bahnhof Brunnersdorf ist das ganze Flötzausgehende in mulmige Kohle verwittert, dasselbe hat ein nördliches Einfallen, so dass hier der Südrand der Mulde beginnt, dem ich nun bei der weiteren Mittheilung der Aufschlüsse folge.

Nördlich und nordöstlich von Wistritz sind mehrere Tagebaue offen; ich führe hier nur die Verhältnisse in dem grösseren, in der Anna-Zeche der Saxo-Bohemia an. Der Tagebau hat eine Länge von 80 Meter Diagonal nach dem Flötzeinfallen, und ergibt sich an dem tieferen Punkte nachstehendes Profil:

Schicht	Mächtigkeit	
Ackerkrume und Lehm	1·6 Meter	
Geröllelage (Gneiss und Flusssand)	1·3 „	
grauer Letten	1·5 „	
schwarzer Letten	0·5 „	
„ „ mit Sphärosiderit	0·6 „	
„ „ thoniger mürber	0·9 „	
Glanzkohle	0·1 „	Kohlenflötz 9·5 Meter mächtig
schwarzer Kohlstein	0·1 „	
Kohle kleinklüftig	2·0 „	
grauer Letten	0·1 „	
Kohle	4·5 „	
grauer Letten	0·2 „	
feste Kohle	1·5 „	
grauer Letten	0·1 „	
Untere Kohlenbank	0·9 „	
im Liegend grauen Letten gebohrt	12·0 „	
	27·9	

Nach dem Ansteigen des Flötzes verschwindet allmählich die hangende Lettendecke, es bleibt nur die Lehm- und Geröll-Lage; dabei

wird die hangende Kohle mulmig und die Mächtigkeit des Flötzes vermindert sich am oberen Ende des Tagebaues bis auf 5·8 Meter.

Sowohl nach dem Einfallen als nach der Streichungslinie gegen Ost sind seit 100 Jahren Kohlenbaue geführt, welche nur auf einer zusammenhängenden Flötzlage bauten, die gegen das Einfallen an Mächtigkeit zunimmt, so dass dieselbe in der Gegend der Abzweigung des Kaaden-Priesener Bahnflügels schon 13·2 Meter mächtig ist, und diese Mächtigkeit auch nördlich von Milsan am sogenannten Teufel mit vielen Schächten in einem compacten festen Kohlenflötze aufgeschlossen ist. Das Ausgehende des Flötzes wurde im Thale zwischen Milsan und Tuschmitz durch Schächte als mulmige Kohle mehrfach aufgeschlossen, dagegen wurde auf der nördlichen diesem Thale parallelen Höhe durch Bohrversuche von West nach Ost constatirt, dass sich Lettenmittel zwischen das Flötz legen, die allmählich mächtiger werden und das Flötz in 3 respective 4 Flötzpartien theilen. Diese Letteneinlagerung entstand auf dem flachen Südrande des Beckens während der Bildung des Flötzes, es erklärt sich damit auch das Mächtigerwerden der Lettenzwischenlagen nach dem Ausgehenden respective zum Rande der Mulde.

Während im Dorfe Tuschmitz und am Wege zur gleichnamigen Eisenbahnstation die Flötzausbisse zu Tage treten, führe ich im Nachstehenden das Profil des unter meiner Leitung stehenden, nach dem Einfallen in der Nähe der nördlichen Feldesgrenze angesetzten Josef-Oswald-Schachtes im Josef-Oswald-Grubenfelde an.

Vom Tagekranze Ackerkrume und Lehm	1·90	Meter	
gelber Letten	2·84	„	
grauer Letten und Schieferthon	36·40	„	
feste Kohle mit Lettenstreifen I. Flötz	0·95	„	
schwarzer Letten mit Glanzkohle	2·84	„	Zwischenmittel
gelber „	0·15	„	
schwarzer „	0·81	„	
gelber „	0·30	„	
schwarzer „ mit Glanzkohle	0·31	„	
Kohlenbank	2·84	„	II. Kohlenflötz
schwarzer Letten	0·47	„	
Kohlenbank[1]	2·16	„	
schwarzgrauer Letten mit Stein	0·15	„	
Kohlenbank	2·71	„	
Letten schwarz mit Kohlenstreifen[2]	0·28	„	Zwischenmittel
gelber Letten	1·66	„	
schwarzer Letten mit Kohlenstreifen	0·15	„	
feste Kohlenbank	1·13	„	
schwarzer Letten	0·13	„	
grauer und schwarzer Letten	2·61	„	

[1]) Im unteren Theile dieser Bank Alligator-Knochen und Schilder, nach D. Stur wahrscheinlich *Alligator Darwini* gleich dem des Mainzer Beckens.

[2]) Mit *Planorbis solidus* in bedeutenden Mengen oft bis 20 Millimeter starken Lagen, und Froschschenkel-Knochen nach D. Stur.

Schicht	Mächtigkeit	
Kohle	1·03 Met.	III. Flötz
grauer Letten	0·03 „	
Kohle	3·34 „	
Letten schwarz	0·07 „	
Kohle	1·82 „	
Bis zur Schachtsohle grünlichgrauer, sehr mürber kurzklüftiger Letten mit verkohlten Pflanzen-Rückständen, Gräsern nicht unähnlich, haselnussstarken weissen kalkigen Einschlüssen und Sphärosideriten [1]) von Faustdicke bis zu 0·5 Meter starken Kugelne .	5·69 „	
Eine Bohrung von der Schachtsohle ergab vorstehende Schicht unverändert	4·74 „	
Hellgrauer Letten mit vorherrschend Sphärosiderit, so dass mit dem vorhandenen Gezähe die Bohrung nicht weitergeführt werden konnte . . .	4·56 „	
Gesammte Schacht- und Bohrteufe	82·07 Meter	

Durchteuft wurden 15·98 Meter Kohle.

Das vorstehende Profil beruht auf einer sorgfältig durchgeführten Messung der Schichten beim Abteufen des Schachtes, ebenso bei der Bohrung, die deshalb durchgeführt wurde, um von den in dieser Gegend ganz unbekannten Lagerungsverhältnissen eine Ueberzeugung zu gewinnen. Zur Unterscheidung uud zum weiteren Vergleiche mit anderen Profilen bezeichne ich die Kohlenlagen mit I., II. und III. Flötz.

Die Vorrichtungsarbeiten und Abbaue im Josef-Oswald-Schachte fanden bisher auf dem II. Flötz statt, wo circa 160.000 Quadrat-Meter ausgerichtet waren; wenn sich hiebei im Allgemeinen ein flach nördliches Einfallen zeigte, so war die Ablagerung in der ausgerichteten Flötzfläche, durch Verwerfungen und Tümpelbildungen, doch eine sehr unregelmässige. Was erstere anbelangt, so lassen sich dieselben auf Hauptrichtungen von Südwest nach Nordost zurückführen, welche auf Hebungen respective Einsenkungen zu beruhen scheinen. Dazwischen treten nun aber auch Störungen auf, welche offenbar durch Rutschungen hervorgerufen sind, sie beginnen z. B. mit einer fast unmessbaren Verschiebung, die allmählich in der Fortsetzung bedeutender wird, und sind solche Störungen von 7—8 Meter Niveaudifferenz im Kohlenflötz aufgeschlossen. Die Umgebung der Störung letzterer Art zeigt im Flötz eine bröckliche, zum Theil mulmige Kohle, während bei ersteren eine glatte Schnittfläche sowohl im Letten als in der Kohle bemerkbar und die umgebende Kohle fast klingend fest ist.

Es wurden ferner innerhalb der genannten Ausrichtungsfläche zwei Tümpel aufgeschlossen, wovon der nördliche gegen die Grenze des Josef-Oswald-Grubenfeldes gelegen, zum Abbau vorgerichtet ist, und dessen tiefster Punkt auf die Schachtsohle projectirt, 5 Meter unter derselben liegt; er hat einen Durchmesser von circa 100 Meter, die Ränder fallen gleichmässig nach dem Tiefsten ein und ist die Ablagerung der Kohlen so gleichmässig, wie an anderen Punkten der Grube.

[1]) Mit Carpinus-Blättern nach D. Stur.

Während die Kohlenbänke von ziemlich gleichmässiger Stärke bleiben, verändern sich die Lettenzwischenlagen zwischen denselben, sie verschwinden und treten mit der im Profil angegebenen Stärke wieder auf.

Was nun die Beschaffenheit der Kohle betrifft, so besteht das I. Flötz aus circa 15 Centimeter starken Kohlenbänken von vorzüglich guter Kohle, mit 1 bis 5 Centimeter starken Letten-Zwischenlagen. Die Kohlenbänke sind senkrecht gespalten, und steht in diesen Spalten des unverritzten Flötzes Kohlensäure, so dass ein früherer Haspelschachtbetrieb auf demselben nur bei vorzüglicher Luftventilation möglich war.

Die Kohle des II. Flötzes besteht aus abwechselnden Streifen von erdiger mit Spiegelkohle; wo letztere vorherrschend, ist selbstverständlich die Qualität am besten, wie dieses in der unteren Bank des II. Flötzes der Fall ist. Der obere Theil der mittleren Bank besteht aus einer 1 Meter mächtigen Lage, der Glanzkohle nicht unähnlich, mit muscheligem Bruch, und verbrennt dieselbe mit einem geringen Rückstande von weisser Asche. Im Allgemeinen ist die Kohle fest und gibt beim Ortsbetrieb 56—60 Procent und beim Abbau 70—80 Procent Stückkohle.

Was das III. Flötz anbelangt, so scheint die Qualität der Kohle der vom II. gleich zu sein; es wurde nur eine Wasserstrecke von 120 Meter auf der Sohle desselben betrieben und hiemit constatirt, dass Verwerfungen und Tümpel sich genau wie die Aufschlüsse im II. Flötz verhalten.

Interessant sind die in der Kohle gefundenen Thierreste, um so mehr die Fauna der böhmischen Braunkohle so wenig bekannt ist. Die Alligatorreste, von welchen ca. 15 Exemplare an verschiedenen Stellen gefunden worden, sind genau an eine und dieselbe Schicht gebunden, sie bestanden aus Kinnlade mit Zähnen, Rückenwirbeln und Schildern; leider sind die Knochen nicht fest und zerfallen, insofern sie nicht von der Kohle eingeschlossen sind. Allem Anscheine nach lebten die Thiere in und am Rande des oben erwähnten Tümpels, weil die meisten Reste dort gefunden wurden.

Das Vorkommen von *Planorbis solidus* findet sich oft massenhaft auf der Sohle des II. Flötzes, wobei auch Vorder- und Hinterfuss (nach D. Stur) von einem Frosche gefunden wurden; erstere kommen aber auch auf einzelnen Lettenlagen innerhalb des Flötzes vor, jedoch seltener als im Liegenden.

Der grünliche Liegendletten mit Sphärosiderit scheint hier örtlich sehr mächtig zu sein, da ich den ganz gleichen Letten, welcher an der Strasse von Luschitz nach Tschachwitz ansteht, hieher gehörend halte, und ist es ja immerhin möglich, dass an einzelnen Punkten eine Schicht mehr entwickelt auftritt.

Nachdem ich mich bei einem bekannten Profil, um ein Bild über die Kohlenablagerung zu entwerfen, länger aufgehalten habe, fahre ich mit Aufzeichnung der Aufschlüsse fort und nenne hier in der Richtung von Josef Oswald-Schacht bis Priesen den gräflich Wolkenstein'schen Wasserschacht mit 57 Meter, den Förderschacht mit 47 Meter, einen Haspelschacht mit 22 Meter und endlich vor dem Kohlenausbiss beim Beginne des Eisenbahneinschnittes einen Schacht mit 15 Meter Teufe, alle 4 Schächte auf der Sohle des I. Flötzes stehend, welches hier

1·5 mächtig ist. Die Flötze scheinen hier durch mächtige Lettenlagen schon wesentlich zersplittert zu sein. Bemerkenswerth ist das Vorkommen von gelbem feinem Sand in der Gegend von Liebisch auf grauem Hangendletten, welches eine locale Einlagerung in demselben sein dürfte. Wenn das Material auch von Saazer Schichten entnommen, so ist diese Einlagerung doch nur der oberen Abtheilung zuzurechnen.

Bei Priesen beobachtet man die Anlagerung der oberen Abtheilung auf Saazer Schichten, und zeigt ein Bohrprofil nordwestlich von Priesen folgendes Resultat:

Ackerkrume	0·32	Meter
gelber Letten	4·74	„
mulmige Kohle	1·26	„
grauer Letten	15·24	„
Kohle	1·10	„
grauer Letten	1·37	„
Kohle	1·55	„
gelber Letten	1·24	„
Kohle	1·26	„
Letten	0·18	„
Kohle	1·13	„
Letten	0·32	„
Kohle	1·10	„
Stein	0·16	„
Letten	0·47	„
Kohle	1·05	„
Letten	0·13	„
Kohle	0·21	„
Letten	0·42	„
Kohle	8·35	„

Hierunter sind sandige Letten, den Saazer Schichten angehörend, erbohrt, als erstes Beispiel für Auflagerung des unteren Kohlenflötzes direct auf denselben. Die obige mulmige Kohle in diesem Profil dürfte dem I. Flötz entsprechen, während das II. und III. zusammengerückt nur durch Lettenstreifen getrennt wurden. Durchbohrt sind 15·75 Meter Kohle.

Nach dem Einfallen sind bei Prenzig Aufschlüsse bekannt, die auf der Thalsole 13·2 Meter, an der Anhöhe bei dem Maschinenschachte 34·00 Meter bis auf das erste Flötz betrugen.

Vom Ausgehenden nach dem Einfallen vorgehend, beträgt am Höllriegel die hangende graue Lettendecke bis zum I. Flötz 47 Meter. Der Anna-Schacht nördlich von Prenzig ergibt folgendes Profil:

Dammerde	0·63	Meter
Lehm und Schotter	4·74	„
gelber Letten	8·53	„
grauer Letten in Schieferthon übergehend, im unteren Theil eine 0·4 Meter starke Steinlage	52·47	„
Kohle I. Flötz	1·74	„
Zwischenmittel	11·06	„
Kohle II. Flötz	7·19	„
Zwischenmittel mit Kohle	7·59	„
Kohle III. Flötz	5·69	„

Hierunter sandiger Letten der Saazer Schichten. Durchteufte Kohle 14·62 Meter.

Entsprechend diesem ist das in nordwestlicher Richtung nach dem Einfallen gelegene Profil des Ludwig-Schachtes:

Dammerde	0·63	Meter
Lehm und Schotter	4·42	"
gelber Letten	14·22	"
grauer Letten in Schieferthon übergehend, mit einer unteren gelbröthlichen Steinlage	67·19	"
Kohle I. Flötz	2·84	"
schiefriges Zwischenmittel	5·69	"
Kohle II. Flötz	7·43	"
Zwischenmittel mit Kohle	10·43	"
Kohle III. Flötz	6·64	"

Unterlage derselben sandige Letten der Saazer Schichten. Durchteufte Kohle 16·91 Meter.

Beide Profile stimmen mit jenem vom Josef Oswald-Schachte überein, sie belehren, dass die Flötzpartie nach dem Einfallen annähernd gleich bleibe, dagegen die Hangendletten bedeutend an Mächtigkeit zunehmen, dass in dieser Gegend vom Ausbiss bis zum Muldentiefsten die Saazer Schichten die Braunkohle schon unterlagern.

Die Grenze der oberen Abtheilung wird in der Richtung von Priesen nach Trauschkowitz durch Aufschlüsse in der Nähe der Ausbisse gekennzeichnet, und ist die Auflagerung derselben auf Saazer Schichten am Gehänge zwischen Trauschkowitz und Tschern über Tage zu beobachten.

Nordöstlich von Trauschkowitz stand ein Schacht an der Strasse mit einer Teufe von 45·51 Meter in grauen Letten und durchteufte das I. Flötz mit 1·58 Meter Mächtigkeit. Oestlich von Eidlitz ist der Wasserschacht der Eidlitzer Zuckerfabrik, welcher hier nächst dem Ausbiss liegt, und folgendes Profil ergibt:

Lehm		2·84	Meter
grauer Letten mit Glimmer		1·89	"
Kohle I. Flötz		1·58	"
Letten mit Kohle		0·94	"
lichtgrauer Letten		2·84	"
Thoneisenstein-Knollen		0·63	"
weisser Letten mit Kohle		2·84	"
schwarzer Kohlenletten		0·94	"
Kohle	II. Flötz	1·89	"
desgl. mit Letten gemischt	II. Flötz	1·26	"
gemischter Letten		4·73	"
Flötzpartie mit Letten-Zwischenmittel von 1·26 Meter Stärke		2·84	"
grauer Letten		3·79	"
Kohle III. Flötz		1·89	"
grauer Letten		1·89	"
weisser Sand		3·79	"

Den Saazer Schichten entsprechend.

Während hier am Ausbiss die Flötzpartie von geringer Mächtigkeit, ist dieselbe auch noch bedeutend mit Letten-Einlagerungen verunreinigt. Die Neigung der Flötze ist eine ganz flache gegen Nord-Ost, mit welcher dieselbe auch östlich von Pritschapl zu beobachten ist.

Am westlichen Gehänge vom Spitz treten gelbe und weisse feine Sande, zum grössten Theil mit gelbem Lehm überlagert auf, mit einer Mächtigkeit von 2—20 Meter. Der Sand enthält thonige Brauneisensteine, aber keine Spur einer thonigen Zwischenlage, welche die Saazer Schichten charakterisirt; er neigt sich in gleicher Weise gegen Nord-Ost, wie die hangenden grauen Letten, denen er auch angehört, und ist nesterweise in dieselben eingelagert. Dieses beweist die abwechselnde Mächtigkeit, mehr noch, dass die im Hangenden dieses Sandes abgeteuften Schächte am Spitz und Puschenpelz keinen Sand mehr durchteuften, und nichts deutet bei der allgemein regelmässig aufgeschlossenen Ablagerung darauf hin, dass, wie Jokely pag. 528 sagt, indem er diese Sande zu den Saazer Schichten rechnet, eine gewaltige Verwerfung hier vorhanden sei, welche die Saazer Schichten anderseits gehoben habe.

Ich führe nun die Aufschlüsse am Spitz und Puschenpelz bis Pösswitz nach der Muldenmitte hier an.

Am Spitz auf der Höhe:

Grauer Letten	22·74	Meter
dunkler Kohlenletten	11·37	„
Kohle I. Flötz	0·94	„
Letten	16·11	„
Sphärosideritdecke	0·26	„
Kohle II. Flötz	2·20	„

Am Puschenpelz in noch höherer Lage:

Grauer Letten	74·75	„
Kohle I. Flötz	0·63	„
Zwischenmittel	5·68	„
Kohle II. Flötz	3·11	„

Beide Schächte durchteuften nur das 2. Flötz, und gibt das folgende Profil von einer Bohrung bei Pösswitz einen vollkommeneren Durchschnitt durch die obere Abtheilung:

Dammerde	0·70	Meter	
Kies und gelber Lehm	1·65	„	
gelber Letten	10·30	„	
gelber Stein	0·20	„	
grauer Letten mit Schieferthon	42·35	„	
brauner Letten	11·02	„	
grauer Stein	0·40	„	
brauner Letten	2·30	„	
Kohle I. Flötz	0·70	„	
schwarzer Letten	1.70	„	Zwisch.-Mittel 5·92 M.
brauner „	1·82	„	
schwarzer „	2.40	„	
Kohle II. Flötz	3·70	„	

Schicht	Mächtigkeit	
schwarzbrauner Letten	6·80 Meter	
Kohle	1.15 „	III. Flötz, 6·71 Meter mit 4·37 Kohle
Zwischenmittel	0·25 „	
Kohle	0·75 „	
Zwischenmittel	0·35 „	
Kohle	0·85 „	
Zwischenmittel	0·78 „	
Kohle	0·30 „	
Zwischenmittel	0·25 „	
Kohle	0·60 „	
Zwischenmittel	0·26 „	
Kohle	0·72 „	
grauen Letten	0·45 „	
feiner Sand	5·60 „	

letzterer dürfte den Saazer Schichten angehören.

Dieses Profil zeigt nun eine ausserordentliche Uebereinstimmung mit jenen von Eidlitz, Spitz und Puschenpelz; namentlich ist die Zersplitterung des III. Flötzes wie bei Eidlitz ersichtlich.

Zum weiteren Vergleiche führe ich nur noch das Profil vom Auroraschacht bei Wurzmes an, welches man hier als das Muldentiefste ansehen kann, da es nach dem Einfallen von vorstehender Flötzpartie liegt.

Schicht	Mächtigkeit	
Dammerde Kies grauer Letten	52·00 Meter	
Kohle I. Flötz	2.20 „	
Letten	1·50 „	
Kohle mit Lettenstreifen	2·60 „	
Letten	2·60 „	
Kohle	1·00 „	
Letten mit Kohlenstreifen	7.00 „	
Kohle II. Flötz	1·30 „	
grauer Letten	12·00 „	
Kohle	0·80 „	
grauer Letten	1·20 „	
„ Stein	0·20 „	
„ Letten	0·50 „	
Kohle	1.20 „	III. Flötz 14·0 Meter, Kohle 8·60 Meter
Zwischenmittel	1·50 „	
Kohle	1·60 „	
Zwischenmittel	1·70 „	
Kohle	1·40 „	
Zwischenmittel	2·80 „	
Kohle mit Letten	4·40 „	
Stein	0·40 „	
blaugrauer Letten	1·50 „	
weisser thoniger Sand	2·80 „	

welcher nun auch als Saazer Schichten anzusehen ist.

Wenn in diesem Profil die Kohlenablagerung von zusammen 16·5 Meter dieselbe Mächtigkeit wie im westlichen Muldentheil wieder erhält, so ist die Vertheilung der einzelnen Lagen doch eine ganz andere, wie in jener; das I. und II. Flötz gehen durch in Letten eingelagerte Kohlenbänke fast in einander über, und ist hier vielleicht der Beginn des mächtigen Brüxer Flötzes, während das III. Flötz dieselbe Zersplitterung zeigt, wie jenes von Pösswitz.

Bezüglich der Südgrenze der oberen Abtheilung bemerke ich noch, dass dieselbe von Pritschapel in der Richtung gegen Zuscha aufgeschlossen ist, sich von hier in der Richtung nach Hoschnitz und Trupschitz dreht, von da wieder in nordöstlicher Richtung sich über mein Aufnahmsgebiet hinaus ausdehnt. Zu der Annahme dieser Grenze ist man berechtigt, weil in der Niederung von Klein-Priesen bis Trupschitz Saazer Schichten, bei letzterem Orte aber schon die grauen Letten der oberen Abtheilung zu Tage treten und am unteren Gehänge des Priesenberges wieder am Ausbiss der oberen Braunkohle Bergbau betrieben wird. Es scheint demnach, dass die flach lagernde obere Braunkohle zwischen Klein-Priesen und Trupschitz in der Niederung weggewaschen ist, wodurch die Bucht entstanden, in welcher die Saazer Schichten zu Tage treten.

Ich kehre nun zum Muldentiefsten in der Umgegend von Komotau zurück, um zugleich das Ansteigen gegen den Nordrand nachzuweisen und letzteren zu verfolgen. Leider stehen mir hier nicht mehr so ausgezeichnete und zuverlässliche Profile, ausser jenem vom Maxschacht, zur Verfügung, wie vom Südrande des Beckens, sondern sind es meist nur Schacht- und Bohrlochteufen bis zum I. Flötz, welche die Kohlenablagerung nachweisen.

Beim Komotauer Busch ist ein Aufschluss im grauen Letten zu verzeichnen, mit einer

Teufe bis auf's I. Flötz	94·82 Meter
I. Flötz	1·89 „

Von hier im Ansteigen des nördlichen Muldenflügels ist nördlich von Michanitz ein Aufschluss mit

grauen Letten	68·27 Meter
I. Flötz	1·89 „

In derselben Richtung liegt der frühere Riese-Stallburg-Schacht mit einer Teufe von 60·80 Meter bis auf die Kohle, und geht das Ansteigen in einer gleichen Weise fort, so dass der Ausbiss des III. Flötzes in der Nähe, wo der Bahnflügel zum Riese-Stallburg-Schacht vom Hauptgeleise der Aussig-Teplitzer Bahn abzweigt, mit einem früheren Tagebau aufgeschlossen und abgebaut wurde. Derselbe ist nun auch weiter westlich, im Einschnitte der Aussig-Teplitzer Bahn, am Rande des Alaunschiefers zu beobachten. Wenn man von diesem Punkte eine Linie nach dem Einfallen zieht, so trifft man den Maxschacht mit nachstehendem Profil:

Dammerde und Lehm	0·95 Meter
Schotter und Sand	3·79 „
grauer Letten	79·97 „
grauröthlicher Stein	0·63 „

grauer Schieferthon . . . . 14·22 Meter
Kohle I. Flötz . . . . 2·84 „
Schiefriges Zwischenmittel . . . . 4·74 „
Kohle II. Flötz . . . . 8·85 „

hierunter Wechsellager von Kohle mit schiefrigen Zwischenmitteln, und wurde das III. Flötz mit diesem Schachte nicht aufgeschlossen. Sowohl Maxschacht, als auch der frühere Georgschacht bei der Station Komotau, der bis auf die obere Kohle im grauen Letten 90·79 Meter tief stand, befinden sich im Muldentiefsten. Vergleicht man die Profile vom Maxschacht und dem Komotauer Busch mit jenem vom Auroraschacht, so unterliegt es wohl keinem Zweifel, dass sich durch die Kohlenmulde eine Störung, wahrscheinlich ein Rücken zieht. Hiemit ist dann auch die veränderte Ablagerung der Flötze jenseits des Rückens erklärlich, während noch Maxschacht diesseits desselben die unveränderte Ablagerung und Beschaffenheit der Kohle des westlichen Muldentheiles zeigt.

Bei Oberdorf legt sich die obere Abtheilung direct auf Gneiss. Aufschlüsse vom Ausbiss nach dem Einfallen sind dort bis auf's obere Flötz gemacht, und zwar im grauen Letten von 15·17—22·75—32·14 und im Maschinenschacht von 41·72 Meter Teufe.

An der Strasse von Komotau nach Tschernowitz wurde bei der Ziegelei das obere Flötz mit einem Fundschacht in einer Teufe von 98·62 Meter aufgeschlossen, welche Teufe schon nach dem Muldentiefsten hinweist. Interessant sind die Aufschlüsse nahe bei Tschernowitz, wo sich das I. Flötz in einer Teufe von 22·75 Meter steil an den unteren Sandstein anlegte, und betrug die Teufe desselben südlich vom Dorfe schon 92·92 Meter, was auf ein Einfallen des Flötzes von 25 bis 30 Grad hindeutet.

Südöstlich von Malkau war ein Schacht mit einer Teufe von 21·50 Meter bis auf's I. Flötz, und nordwestlich von Sosan betrug dieselbe 15·17 Meter, welche Teufe auf den Ausbiss hinweist. Nach dem Einfallen befindet sich östlich von Körbitz ein Aufschluss mit 94·82 Meter und westlich am Wege nach Deutsch-Kralupp einer mit 123·27 Meter bis auf das I. Flötz.

Beim Keller-Wirthshaus unweit Hagensdorf legt sich die obere Abtheilung unmittelbar auf den Gneiss, und wurde ein Kohlenflötz in unmittelbarer Nähe des Wirthshauses in 15·17 Meter Teufe abgebaut. Oestlich vom Wirthshause betrug die Teufe bis auf's I. Flötz bereits 22·75 Meter und beim oberen Mühlteich 41·72 Meter. Mit dem Profile des Ottoschachtes bei Brunnersdorf, welcher im Muldentiefsten nächst dem westlichen Aushub der oberen Abtheilung steht, schliesse ich die Mittheilung der mir zur Gebote gestandenen Aufschlüsse ab.

Vom Tage Gerölle und grauer Letten . . . 44·6 Meter
Kohlenflötz mit Stein und schwacher Lettenlage 8·2 „
diverse Letten durchbohrt . . . . 34·7 „
Unterlage desselben mürber glimmereicher Gneiss.

Dieses Profil beweist die directe Auflagerung der oberen Abtheilung auf Gneiss am deutlichsten.

Aus vorstehender Zusammenstellung der Aufschlüsse in der oberen Abtheilung der nördlichen Mulde lässt sich Nachstehendes folgern:

1. Im westlichen Theil der Mulde ist nur ein mächtiges Flötz vorhanden.

2. Durch Einlagerung von Letten wird dasselbe gegen die nordöstliche Fortsetzung bis Komotau und den südlichen Rand der Mulde in ein schwaches Oberflötz und zwei mächtige Liegendflötze getheilt.

3. Von Komotau nordöstlich ist durch eine Erhebung ein Abschnitt in der ganzen oberen Abtheilung hervorgerufen, die früher zusammenhängenden mächtigen Flötze zersplittern sich, und es tritt eine Aenderung sowohl in der bisherigen Ablagerung, als in der Qualität der Kohle jenseits des Rückens ein.

4. Der Nordrand der Mulde fällt meistens steil ein und scheint eine tiefe Rinne dem Erzgebirge entlang zu gehen, während der ganze Südrand sehr flach bis zum Muldentiefsten sich senkt.

5. Im westlichen Theil der Mulde tritt unter der Kohle Letten auf, welcher hier auf Gneis, am Südrande aber auf bunten Thonen lagert. Der Letten hebt sich in der Gegend von Priesen heraus und von nun an lagert das III. Flötz sowohl am Rande, als auch in der Mittet der Mulde auf Saazer Schichten.

6. Die Mächtigkeit der gelben und grauen Hangendletten beträgt 15—120 Meter, die Flötzpartie sämmtlicher 3 Flötze 24—33 Meter und nur bei der grössten Zersplitterung der Flötze, bei Wurzmes, wird dieselbe 50 Meter mächtig. Die gesammte Kohlenablagerung in dem beschriebenen Gebiete beträgt 8—17 Meter, so dass man eine durchschnittliche abzubauende Mächtigkeit von 12 Meter annehmen kann, was ein Kohlenquantum in der Nordmulde von Brunnersdorf bis Wurzmes von 1440 Millionen Cubikmeter fester Kohle ergibt.

7. Die Qualität der Kohle, namentlich der reineren Partien bleibt sich im Allgemeinen gleich, wechselt jedoch oft in kurzen Abständen, wie in allen Braunkohlengegenden. Nicht so sehr die Qualität, als die ausserordentliche Menge Grubenfeuchte der Kohle bis 28 %, welche zu ihrer Verdunstung eine bedeutende Menge Wärme in Anspruch nimmt und ein rasches Anbrennen verhindert und die unglückliche Lage des Komotauer Revieres gegenüber den anderen, wodurch dasselbe von den Hauptverkehrsadern abgeschnitten ist (hiezu hat die Buschtěhrader Eisenbahn früher durch ihre Tarifpolitik noch das Möglichste beigetragen), haben den Rückschritt der Kohlenindustrie im Komotauer Revier herbeigeführt, und dürften darüber Generationen vergehen, bevor sich derselbe wieder über den unbedeutenden Localabsatz erhebt.

8. Wenn auch Störungen, sogenannte Lettenrücken und Verwerfungen innerhalb des umschriebenen Gebietes nicht ausgeschlossen werden, sogar an einzelnen Punkten nachgewiesen wurden, so haben dieselben keinen Einfluss in Bezug auf Zusammenhang der Mulde. Dieselbe ist durchwegs zusammenhängend und scharf begrenzt, wie die vielen Aufschlüsse beweisen.

Ich gehe nun zur Beschreibung der Südmulde über und beginne an deren Südost-Ende, wo die Auflagerung und Aufschlüsse am sichersten zu beobachten sind.

Im Eisenbahn-Einschnitte der Buschtěhrader Eisenbahn bei Tenetitz überlagern die grauen Letten der oberen Abtheilung die Saazer Schichten mit einer Neigung von 10 Grad gegen Nordwest nach dem Muldentiefsten. Diese Auflagerung ist nun auch westlich von Hruschowan zu beobachten, und findet man auf der Höhe nordwestlich von diesem Orte alte Bergbaue und von denselben Einsenkungen, welche dem Ausbiss der Braunkohle entsprechen dürften, umsomehr als man gegen den Holletitzer Berg Saazer Schichten beobachtet. Dieselben stehen in der Rachel nördlich von Holletitz ebenfalls an, und scheint sich hier die obere Abtheilung mit einem Kohlenausbiss schroff an dieselben anzulegen. Ein Bohrprofil in der Mitte der Mulde südlich von Holletitz ergibt nachstehende Schichtenfolge:

Dammerde	0·70	Meter
gelblicher Letten	11·55	„
gelber Stein	0·30	„
grauer Letten	51·00	„
brauner „	4·30	„
grauer Stein	0·40	„
schwarzbrauner Letten	4·00	„
Kohle, I. Flötz	2·00	„
brauner Letten	4·90	„
grauer Stein	0·35	„
„ Letten	4·50	„
schwarzbrauner Letten	3·85	„
Kohle, II. Flötz	2·50	„
brauner und schwarzer Letten	16·40	„
Kohle	1·00	„
Zwischenmittel	0·24	„
Kohle	0·80	„
Zwischenmittel	0·35	„
Kohle	0·70	„
Zwischenmittel	0·55	„
Kohle	0·30	„
Zwischenmittel	0·25	„
Kohle	0·50	„
Zwischenmittel	0·30	„
Kohle	0·40	„
Zwischenmittel	1·85	„

(Kohle 1·00 bis Zwischenmittel 1·85:) III. Flötz = 7·24 Meter mit 3·70 Meter Kohle

Hierunter lettiger Sand, den Saazer Schichten entsprechend; die ganze Ablagerung enthält 8·20 Meter Kohle.

Dem Nordrand der Mulde folgend, beobachtet man in dem Bahneinschnitte der Eisenbahn Pilsen-Priesen-Komotau die directe Auflagerung der grauen Letten mit Kohlenaussbissen und Sphärosiderit-Einschlüssen auf Saazer Schichten; am Ende des Einschnittes stehen hangende gelbe Letten an. Das Einfallen der Schichten im Einschnitte ist südöstlich, mit demselben Einfallen wird ein 2 Meter mächtiges Kohlenflötz im Florian-Grubenfelde südlich von Spielhübl in einer Teufe von 23 Meter abgebaut, es ist dasselbe auch in den Schrunden an der Eger und östlich von Tchermich in seiner regelmässigen Neigung

zu beobachten. Bei Kudenitz sind Kohlenaufschlüsse in 7·50 Meter Teufe mit südöstlicher Neigung, so dass dieselben im Flussbett der Eger entblösst sind.

Bei Weschitz überlagern die Letten der oberen Abtheilung die bunten Thone und ist in ersteren bei Lametitz in 7 und 11 Meter Teufe ein Kohlenflötz aufgeschlossen, welches flach südöstlich einfällt, so dass dasselbe bei dem Jägerhause nordöstlich von Pohlig in 58·79 Meter Teufe erbohrt wurde.

Am Gehänge nordwestlich von Dehlau ist die Auflagerung der grauen Letten auf bunten Thonen mit südöstlichem Einfallen über Tage zu beobachten, und frühere Kohlenaufschlüsse sowohl hier, als auch die jetzt im Betriebe stehenden Schächte nördlich von Horschenitz bestätigen die Kohlen-Ablagerung mit südwestlichem Streichen und südöstlichem Einfallen. Die Schächte sind bis zur Kohle, die 3·79 Meter mächtig ist, 34—43 Meter tief, der Kohlenabbau fand vom Ausbiss bei 7 Meter Teufe an statt und hat jetzt schon die obige auf Haspelschächte ansehnliche Teufe erreicht. Es sollen hier auch 3 Flötze über einander liegen, jedoch konnte ich kein Profil über die Ablagerung dieser Partie erreichen. Als ein keinesfalls sicheres Profil wird angegeben:

Hangendletten	20—30 Meter
obere Kohle	1·89 „
Zwischenmittel	2·52 „
Kohle, II. Flötz	2·84 „
Zwischenmittel (?)	2·28 „
Kohle, III. Flötz	3·79 „
	42·06 Meter.

Hierunter soll auch ein IV. Flötz lagern ähnlich wie bei Weinern. Wo die Strassen nach Saaz und Podersam abzweigen, liegen graue Letten auf bunten Thonen, in ersterem finden sich in der Rachel nordöstlich von Weinern Kohlenausbisse mit südöstlichem Einfallen.

Bei Weinern ist ein Kohlenflötz in 17 Meter Teufe aufgeschlossen, welches hier bereits auf Basalttuff lagert. In der Robertzeche bei Weinern ergab ein Bohrloch folgende Resultate:

Dammerde	0·32 Meter
gelbgrüner Letten	1·89 „
gelber Letten	5·69 „
brauner „	1·58 „
grauer „	10·58 „
Kohle, I. Flötz	1·89 „
brauner Letten mit Kohle . . .	{1·26 „
„ „	{1·26 „
Kohle, II. Flötz	2·84 „
brauner Letten	0·63 „
„ „ mit Kohle . . .	0·63 „
grauer Letten	0·31 „
grünlicher Letten	0·34 „
brauner Letten mit Kohle . . .	0·37 „

lockere Kohle	1·89	Meter	
Zwischenmittel mit Kohle . . .	2·84	„	11·25
brauner Letten	3·16	„	
Kohle	0·53	„	
grauer Letten	0·55	„	
Kohle	1·89	„	III. Flötz 7·09
Zwischenmittel	0·16	„	
Kohle	1·26	„	
brauner Letten	1·89	„	
Kohle	1·89	„	
schwarzer Letten	0·95	„	
brauner „	0·47	„	
grünlichgrauer Letten	0·47	„	
grüner Letten	2·84	„	
grauer „	0·47	„	
Basalttuff	2·84	„	
mit 11·66 Meter Kohle	53·69	Meter.	

Das Profil stimmt mit jenem von Fünfhunden, nur sind hier die Zwischenmittel noch geringer, auch dürfte das III. Flötz mehr Zwischenmittel besitzen und weniger compact sein, wie im vorstehenden Bohrloch angenommen wurde. Ausgedehnter ist der Aufschluss bei Flaha; unmittelbar südlich am Dorfe legt sich ein Kohlenflötz, 0·95 Meter mächtig, auf Basalttuff, fällt flach südöstlich ein, so dass das Muldentiefste auf der fast horizontalen Oberfläche in der Nähe des Baches 15—18 Meter tief liegt, und ist auch hier das 1·5—2 Meter mächtige Flötz direct auf Basalttuff gelagert. Ohne jedoch Aufschlüsse nachzuweisen, behauptet man, ein 9 Meter mächtiges Flötz sei unter dem oberen vorhanden. Das Profil ergibt Folgendes:

Vom Tage Basaltgerölle	2·00	Meter
grauer Letten	13·27	„
Kohle	0·63	„
Zwischenmittel	0·63	„
Kohle	1·05	„

Hierunter unbekannt.

Es scheint demnach, dass gegen Weinern sowohl Kohle als Zwischenmittel mächtiger werden. In letzterem eine ungewöhnliche Menge von Krokodilknochen. An dem gegenüberliegenden Rücken bei Sehrl stehen Basalttuffe zu Tage, und sollen frühere Versuche nordwestlich von Sehrl am Wege nach Meretitz Kohlenausbisse auf dem Basalttuffe aufgeschlossen haben. Südlich von Meretitz, zwischen letzterem und Winteritz engt sich die Kohlenmulde, von Basalt umgeben, zusammen, um sich hier auch ganz auszuheben. Durch einen Bergbaubetrieb wird das flache, 1·5 mächtige, meist mulmige Flötz abgebaut, und der Beweis des Zusammenhanges, so wie der flachen Neigung dieser Mulde nach Flaha hin ist wohl der, dass, wenn bei Flaha die Grubengewässer abgezogen werden, sich dieselben auch bei Meretitz verlieren.

Eine zweite, noch schmalere Mulde beginnt bei Radonitz, deren tiefster Punkt mit dem Aubach zusammenfällt, deren nördlicher Flügel

sich an den Basaltrücken von Winteritz-Sehrls, der Südflügel an den Willomitzer Basaltrücken anlegt. Die mittlere Breite dieser Mulde beträgt nur 600 Meter. Ein 5—7 Meter mächtiges Kohlenflötz, dessen Kohle der oberen Braunkohle entspricht, liegt auf Basalttuff, wird von einer 3—5 Meter mächtigen Basaltgerölllage überlagert, unter welcher sich dann graue Letten anlegen, die in der Nähe der Schäferei bei Willomitz 38—40 Meter stark werden und folgendes Profil zeigen:

Basaltgerölle.	2·00	Meter
grauer Letten mit Stein	32·00	„
Kohle	4·10	„
Lettenmittel	0·32	„
Kohle mit Lettenstreifen	3·80	„
Blauer Letten und Basalttuff . .	—	„

Ich bemerke noch, dass in der Niederung südwestlich von Radonitz Basalttuffe überall zu Tage treten, ebenso auch bei Gehae. Ein früherer Bohrversuch soll hier in 152 Meter Teufe ein schwaches Kohlenflötz durchbohrt haben; so sagt man, ich konnte aber weder über den wirklichen Bestand dieses Bohrloches, noch über dessen Resultate Bestimmtes erfahren.

Nach Willonitz zurückkehrend, scheint hier in der Gegend eine Störung die Mulde zu durchsetzen, da hinter derselben bei der mittleren Mühle die Kohle wieder flach zu Tage liegt und folgendes Profil an beiden Gehängen des Aubaches, jedoch mit entgegengesetztem Einfallen zeigt:

Humuserde . . .	0·95	Meter
Basaltgerölle . .	2·21	„
grauer Letten . .	2·84	„
Kohlenflötz . . .	2·21	„
Lettenmittel . .	1·58	„
Kohle	2·21	„

Letztere auf Basalttuff-Unterlage.

Wie flach hier diese Mulde lagert, ist daraus ersichtlich, dass die Haspelschächte vom Ausbiss bis zum Muldentiefsten 5, 7—11 Mtr. tief sind.

Beide Mulden, sowohl jene von Winteritz-Flaha-Weinern, als diese von Radonitz-Willomitz vereinigen sich in der Gegend von Wiedelitz, indem der Südflügel von ersterer und der Nordflügel von letzterer sich vereinend den Basaltrücken von Winteritz-Sehrl umlagern und so flach zu Tage liegen, dass hier früher die Kohle durch Tagebau gewonnen wurde. Gegenwärtig bewegt sich der Bergbau bei Fünfhunden ausschliesslich auf dem Südflügel der vereinigten Kohlenmulde mit nachstehenden Profilen:

Vom Tage Basaltgerölle	1·90	Meter
hellgraue, graue bis schwarze Letten . .	3·00—15·00	„
(in demselben befinden sich stellenweise Tümpel von Schwimmsand [feiner gelber Sand] bis 5 Meter mächtig)		
schwarzer Kohlenletten	0·31—0·95	„
Kohle, I. Flötz	2·84	„
Zwischenmittel (blätteriger Letten mit unbauwürdigen Kohlenstreifen)	1·90	„

Kohle, II. Flötz . . . . 2·84 Meter
(in derselben ein Zwischenmittel von 0·31 bis 0·47 Letten)
Lettenzwischenmittel (dazwischen wieder stellenweise Fliesssand) . . . . 9·48 „
Kohle, III. Flötz mit Zwischenmittel . . . . 5·69 „
Letzteres Flötz ruht auf Basalttuff.

Ich lasse zum Vergleiche mit vorstehendem allgemeinen Profile das Resultat von Bohrloch Nr. 1 auf Parc. 769 bei Fünfhunden folgen:

Schicht	Mächtigkeit		Bemerkung
Dammerde	0·31	Meter	
Basaltgerölle	0·95	„	
brauner Letten	0·63	„	
grauer „	3·16	„	
weissgrauer Fliesssand	0·31	„	
grauer Letten	6·64	„	
brauner „	0·31	„	
Kohle	0·15	„	
brauner Letten mit mulmiger Kohle	0·79	„	
„ „ ohne dieselbe . . .	5·06	„	
lettige mulmige Kohle	0·63	„	
Kohle	0·95	„	I. Flötz des vorstehenden Profils
dunkelgrauer Letten	0·31	„	
feste Kohle	0·95	„	
schwarzer Letten	0·16	„	2·10 Meter Zwischenmittel
brauner „	1·00	„	
sandiger Kohlenstein	0·31	„	
brauner Letten	0·63	„	
Kohlenflötz	2·25	„	II. Flötz
brauner Letten	3·63	„	Zwischenmittel 11·84 Meter
weissgrauer Fliesssand	1·26	„	
brauner Letten	6·40	„	
Kohlenstein	0·08	„	
brauner Letten	0·31	„	
schwarzer „	0·16	„	
Kohle	0·63	„	III. Flötz mit 4·42 Meter Kohle und 2·16 Meter Letten
schwarzer Letten	0·16	„	
Kohle	0·32	„	
grauer Letten	0·32	„	
Kohle	0·63	„	
grauer Letten	0·16	„	
brauner „	0·63	„	
schwarzer Letten	0·21	„	
Kohle	0·31	„	
schwarzer Letten	0·10	„	
Kohle	0·63	„	
schwarzer Letten	0·16	„	
Kohle	1·90	„	
schwarzer Letten	0·21	„	
desgl. gemischt mit Kohle	0·21	„	

brauner Letten	0·30	Meter
grauer „	0·63	„
Kohlenstein	0·08	„
Im Basalttuff	6·64	„
Bohrlochsteufe	51·57	Meter.

Das Einfallen der Schichten ist 3—4 Grad nördlich. Beide Profile stimmen ziemlich genau überein und machen den Eindruck einer Dreiflötz-Ablagerung, nur ist das III. Flötz derart zersplittert, dass dessen Bauwürdigkeit kaum möglich ist.

Den Aufschlüssen am Südrande der Mulde wieder folgend, ist zunächst der Maschinenschacht (Zechenhaus) nordwestlich von Tepelhof zu bemerken, welcher wohl ein schwaches Kohlenflötz mit nördlichem Einfallen durchteufte, aber schon in 17·00 Meter Teufe Basalttuff anfuhr, so dass hier unzweifelhaft der Ausbiss angefahren wurde.

Am Gehänge nördlich von Radschitz wird das obere Kohlenflötz in 20·8 Meter Teufe abgebaut, der Südrand der Mulde biegt sich hier gegen Nord, da am unteren Gehänge westlich von Libotitz Kohlenaufschlüsse mit westlichem Einfallen in 5—7—15 Meter Teufe mit einer Mächtigkeit von 0·79 Meter vorhanden sind. Es sollen auch in dieser Gegend 3 Flötze aufgeschlossen sein.

Nordwestlich von Libotitz, am sogen. Hängeweg war früher Kohlenbergbau, und ist hier über Tage die Auflagerung der oberen Abtheilung auf Saazer Schichten zu beobachten.

Durch die mächtige Lehm- und Kieselablagerung auf der Prschesauer Höhe und den Mangel an Aufschlüssen entziehen sich die unterlagernden Schichten jeder Beobachtung. Unzweifelhaft aber setzt der südliche Muldenflügel der oberen Abtheilung in nordöstlicher Richtung fort, wie auch die Kohlenaufschlüsse bei Sobiesak darauf hindeuten und beweisen, da deren Streichungslinie und Einfallen übereinstimmen.

Auf der Höhe zwischen Sobiesak und Wikletitz wurde das obere Flötz in 7·58 Meter Teufe, bei der Ziegelei in 24·65 Meter und jenseits der Eger nördlich von der Wikletitzer Mühle in 34·03 Meter Teufe, dem flachen Einfallen entsprechend, aufgeschlossen.

Unterhalb Sobiesak ist das obere Kohlenflötz entblösst und je nach dem Ansteigen des Gehänges in 7—15 Meter Teufe abgebaut. Dasselbe ist auch der Fall jenseits der Haltestelle der Eisenbahn Pilsen-Priesen-Komotau.

Am linken Gehänge der Eger bis zur Höhe nördlich von Strahn ist die Auflagerung der oberen Abtheilung auf Saazer Schichten am Tage, in gleicher Weise wie bei Tenetitz, zu beobachten, und ist der Zusammenhang beider nahen Beobachtungspunkte ausser Zweifel. Wenn auch die Aufschlüsse der vorstehend umschriebenen Südmulde geringer wie in der Nordmulde sind, so genügen sie doch, den Zusammenhang ersterer vollständig zu beweisen und ihre Lage danach bestimmen zu können.

Fasst man die Resultate dieser Aufschlüsse zusammen, so ergibt sich Folgendes:

1. Die ganze Ablagerung, namentlich der hangenden grauen Letten und Kohle ist in allen Theilen gleich der Nordmulde, daher auch in ganz gleichem Alter mit dieser.

2. Im höheren Niveau der Südmulde, im westlichen Theile, ist nur ein Kohlenflötz, welches direct auf Basalttuff lagert, ähnlich der Auflagerung in demselben Theile der Nordmulde auf Gneiss. Der Nordrand der Südmulde, entsprechend dem Südrande der Nordmulde, lagert von Weinern bis Tschermich auf buntem Thon, wo sich Saazer Schichten anlegen, die nun auch bis zum nordöstlichen Ende und am Südrande bis Radschitz die obere Abtheilung unterlagern.

3. Auf jenen Punkten, wo tiefere Aufschlüsse gemacht wurden, und zwar im östlichen mittleren Theile, ergibt sich eine dreitheilige Ablagerung der Kohle, die jedoch weniger mächtig und bedeutend mehr durch Letten zersplittert ist, als in der Nordmulde.

4. Beide Flügel der Südmulde fallen gleich flach in entgegengesetzter Richtung ein, daher auch eine geringere Entwickelung der hangenden Schichten; dieselbe beträgt 7—70 Meter Stärke, die Flötzpartie mit Lettenzwischenlagen 23—41 Meter Mächtigkeit. Hievon entfällt auf Kohle in der Umgegend von Fünfhunden 8·57, von Holletitz 8·20 Meter, so dass man nach Abzug der flachen Muldenränder eine Durchschnitts-Mächtigkeit von 4 Meter und einen Kohleninhalt von 210 Millionen Cubikmeter fester Kohle annehmen kann.

5. Die Kohlen der Südmulde, obgleich sie im Allgemeinen der oberen Braunkohle gleichen, sind meistens erdiger wie jene in der Nordmulde, und stehen daher dieser in Qualität nach, so dass diese Kohle wohl niemals eine Exportkohle abgeben dürfte.

6. Störungen kommen auch in dieser Mulde vor, wenn auch so unbedeutend, dass die Ablagerung von denselben nicht beeinflusst wird. Die Eger durchschneidet dieselbe in ihrem weiten Lauf mit den mannigfaltigen Flussbiegungen von Dehlau bis Strahn. Die hangenden Letten sind abgewaschen, so dass das obere Flötz im Flussbett wiederholt blossgelegt ist, was die Entstehung des Egerthales lange nach vorhergegangener ruhiger Kohlenablagerung beweist. Die schroffen Gehänge der Eger und die Seitenthäler sind nicht durch Verwerfungen entstanden.

Die Begrenzung der zwei selbstständigen Mulden der oberen Abtheilung beweist, dass die von Jokely angeführten Profile von Witosep und Welmschloss nicht zur oberen Braunkohle gehören, sondern in die Saazer Schichten fallen. Es entfällt auch Jokely's Vorstellung von einzelnen Gruppen, resp. zusammenhängenden Braunkohlengebieten, und zwar 1. Trupschitz, Ober-Priesen, Tschöppern, Brüx, Triebschitz, Haretz, Pahlet, Wurzmes, Udwitz und Görkau, welches zum grösseren Theil zur Nordmulde gehört, theils aber ausser derselben auf Saazer Schichten fällt; 2. das Gebiet, umfassend die Gegend südlich vom Komotauer Bach und dem Erzgebirge, die Gegend von Deutsch-Kralupp bis zur Eger und darüber hinaus, noch bis über Prepern, Sobiesak und Horschenitz, welches zum Theil der Nordmulde, zum Theil der Südmulde angehört, zum grössten Theil aber ausserhalb beider fällt; und schliesslich 3. das Kohlengebiet Flaha, Winteritz, Wiedelitz und Fünfhunden, welches ganz der Südmulde angehört.

Die Behandlung der oberen Abtheilung ist durch die Anführung der einzelnen Aufschlüsse in die Länge gezogen; ich hielt dieses aber zur genauen Feststellung der productiven Kohlenablagerung für nothwendig. Dieselbe ist nicht nur allein für den praktischen Bergmann, der nicht immer in der Lage ist, über seinen engeren Wirkungskreis hinaus die Ablagerung in der Natur zu studiren, interessant, sondern auch für den Laien als Bergwerksbesitzer von Bedeutung, indem er daraus entnehmen kann, ob sein Besitz nicht über die Grenzen hinaus ein werthloses Object repräsentirt und eine Capitalsanlage im Bergwerksbesitz auch fruchtbringend ist.

6. Erdbrandgesteine, resp. Brandschiefer.

Wenn dieselben auch kein besonderes Glied der Tertiärablagerung bilden, so sind deren Vorkommen und die Erscheinungen hiebei doch so interessant, dass sie eine besondere Aufmerksamkeit in Anspruch nehmen. Dieselben treten meist am Rande der oberen Abtheilung auf, selten ragen sie in dieselbe hinein, und regelmässig ist mit ihrem Vorkommen eine hügelförmige Erhebung verbunden, sei es nun, dass diese dadurch entstanden, weil die umgebenden Letten leichter verwitterbar waren und weggeführt wurden, das gebrannte Material aber der Verwitterung Widerstand leistete oder eine Erhebung von Innen stattfand.

Wenn man einen aufgeschlossenen Brandschiefer betrachtet, so neigt man sich zu letzterer Ansicht hin, da die zerrissenen und gehobenen Partien ein gewaltiges Emporschieben zeigen. Deutlich zu beobachten ist dieses bei Tuschmitz, von wo der Brandschiefer zur Strassenbeschotterung verwendet wird und im Bruch von circa 50 Meter Länge und einer mittleren Wand von 10 Meter Höhe der Beobachtung die besten Anhaltspunkte gibt.

In der angegebenen Breite treten in unregelmässigen Abständen fünf Spalten auf, an deren beiden Seiten die einstigen grauen Letten vollständig schlackenartig zusammengeschmolzen sind. Zwischen je zwei Spalten sind die theils gehobenen, theils gesenkten, überhaupt gewaltig gestörten Letten roth bis dunkelbraun gebrannt, hin und wieder mit stengeliger Absonderung zum Theil zusammengefrittet, zum Theil in violetten Porcellan-Jaspis und die vorhandenen Sphärosiderite meistens in mulmige Rotheisensteine umgeändert. Je weiter von einer Spalte entfernt, nehmen auch die jedenfalls durch einen sehr bedeutenden Hitzegrad entstandenen verändernden Wirkungen ab, die Schiefer gehen von rothen in gelbe, gelblichgraue und schliesslich in die ursprüngliche Farbe und Form des oberen grauen Letten über.

In den zusammengefritteten Blöcken finden sich selten fremde Einschlüsse, nur bei Dehlau fand sich in einem solchen Blocke vollständig eingeschlossen ein Stück Gneissgeschiebe, welches auch durch und durch roth gebrannt war, ein Beweis, dass der Hitzegrad in gleicher Stärke bis zur Oberfläche wirkte.

Die Brandschiefer treten an den vielen Beobachtungspunkten in mehr oder weniger grösserer Ausdehnug, aber stets gleichmässig auf; an keinem dieser Punkte habe ich eine Wechsellagerung mit wohl-

erhaltenen Schieferthonen, wie Jokely deren Auftreten beschreibt, beobachten können. Wenn nun derselbe die Entstehung dieser Brandschiefer dem Verbrennen der unterlagernden Kohlenflötze zuschreibt, so liegt darin wohl ein Widerspruch, wenn er vorher das Vorhandensein der Kohlenflötze unter dem Brandschiefer annimmt.

Wie ich oben erwähnte, liegen die Erdbrandgesteine meistens am Rande der oberen Abtheilung, nur bei Milsau ragen sie in dieselbe hinein, wo in der Umgebung ein mächtiges Kohlenflötz bekannt ist. Der Kohlenausbiss ist fast überall von geringer Mächtigkeit, mulmig und erdig, so dass er in seiner jetzigen Form nicht einmal im starken Feuer brennt; eine Selbstentzündung angenommen, würde aber wohl niemals eine so gewaltige Wirkung wie die Brandschiefer hervorgebracht haben. Eine compacte Kohle in mächtigen Flötzen, sie mag noch so viel Pyrit enthalten, entzündet sich nicht ohne äussere Veranlassung und ohne vorher in ihrer Ablagerung gestört, resp. aufgelockert zu sein. Einen Beweis hiefür bietet wohl jede Kohlengrube, auch die zu Tage liegenden Flötze, wie z. B. das bei Brunnersdorf, welches nur mit einer Geröllschicht bedeckt, den Atmosphärilien, der Grundbedingung des Brennens, freien Zutritt gestattet. Hier entstand wohl an den Punkten, wo vielleicht schon vor hundert Jahren bis in die neuere Zeit ein unvollkommener Bergbau betrieben wurde, ein noch jetzt anhaltender Feuerherd, der aber keine Veränderung der umgebenden Schichten bis zur Oberfläche hinaus hervorzubringen vermochte.

Man muss demnach nach einer tieferen Entstehungsursache der Brandschiefer suchen, und kann dieselbe nur mit einer vulcanischen Kraft in Verbindung stehen, indem aus Spalten das mächtige Feuer, resp. Hitze hervordrang, welche die Umgebung verschlackte, und je näher, um so stärker, mit der Entfernung abnehmend, eine Veränderung der Letten hervorbrachte. In der nächsten Umgebung der Spalten ist gewiss jedes Kohlenvorkommen, selbst der Mulm, mitverbrannt; es schliesst aber nicht aus, dass in weiterer Entfernung von denselben, wo über Tage die hangenden Letten noch gelb erscheinen, die Kohlenflötze denselben unverändert unterlagern. Mir ist innerhalb meines Beobachtungsgebietes ein derartiger Aufschluss nicht bekannt, bemerke nur, dass bei Milsau, nahe am Rande der Mulde, im Brandschiefer 32 Meter tief gebohrt wurde; man hätte aber an diesem Punkte schon in einer geringeren Teufe das Kohlenflötz anbohren müssen, wenn es vorhanden gewesen wäre.

Diesen einzigen resultatlosen Versuch, welcher nicht bis zum Liegenden durchgeführt wurde, erwähne ich nebenbei, ohne ihn als Beweis anführen zu wollen.

Ich gehe nun zur Anführung der Lage der einzelnen Brandschieferpunkte über und beginne am Südrande der Nordmulde.

1. Oestlich von Wistritz, nahe am Dorfe, befindet sich ein kleiner Kegel von Brandschiefer, auf dessen Spitze Schlacken hervorragen, sonst ist kein Aufschluss vorhanden. Dieser Kegel lehnt sich unmittelbar an den Basalttuff.

2. Südwestlich von Milsau beginnen ebenfalls nächst dem Basalttuff am Fusse des Langenberges in einer Breite von circa 300 Metern Brandschiefer, und sind dieselben ununterbrochen nach dem Einfallen

der Mulde zu beobachten. Das Dorf scheint auf denselben erbaut zu sein, da nördlich von demselben an einer kleinen Erhöhung Schlackenmassen zu Tage treten, und ist hier die ganze Breite des Vorkommens circa 600 Meter.

3. Zwischen Tuschmitz und Liebisch, welches Vorkommen vorhergehend beschrieben, bildet der Brandschiefer mit zwei ausgesprochenen Kegeln einen Rücken, dessen Länge circa 1400 und dessen Breite 400 Meter beträgt. Die oberen Letten und Ausbisskohle stehen am Fusse des Rückens bei der Kirche in Tuschmitz an.

4. Oestlich von Liebisch steht am Rande einer früheren See-Ebene isolirt ein Kegel von Brandschiefer mit bedeutender Schlackenbildung.

5. Nordwestlich, nahe an der Stadt Priesen, befindet sich eine flache Erhebung von Brandschiefer, in dem eine Schlackenspalte aufgeschlossen ist. Von diesem Punkte circa 2—300 Meter nördlich im Priesener Busch scheinen unter gelb gebrannten Letten Kohlenbergbaue betrieben worden zu sein.

6. In Zuscha ist auf einer kleinen Brandschiefer-Kuppe die Kirche erbaut, hier ist kein Aufschluss vorhanden.

7. Nahe an Hoschnitz sind gelb und roth gebrannte Letten mit stärkeren, anscheinend mergeligen Lagen, die fast horizontal lagern und wenig oder gar nicht zerstört sind, aufgeschlossen; auch findet man in dem Bruche gar keine Schlacken und jaspisartig gebrannte Letten, so dass von diesem Aufschlusspunkte die Schlackenspalte entfernt liegen dürfte.

8. Zwischen Hoschnitz und Klein-Priesen tritt ein kleiner Hügel von Brandschiefer auf mit einem Aufschluss wie bei dem vorigen.

9. In Trupschitz steht die Kirche auf einem ganz beschränkten flachen Brandschiefer-Kegel, der mit grauen Letten am Tage umgeben ist, ohne weiteren Aufschluss.

10. Am Nordrande der Nordmulde beobachtet man nur an einem Punkte Brandschiefer, und zwar nördlich von Komotau, wo ein Kegel von der Dux-Bodenbacher Bahn durchschnitten wird. Es treten im Bahneinschnitte Schlacken und rothgebrannte Schiefer auf und sind noch gelb gebrannte Lettenpartien an der Aussig-Teplitzer Bahn beim Aussbiss der Flötze zu beobachten.

Auf der Südmulde, und zwar an deren Nordrande sind zwei Brandschiefer-Vorkommen bekannt.

11. Nordöstlich von Tschermich am linken Egerufer. Dieses Vorkommen mit seiner schroffen Hebung der Schichten und Schlackenspalte verdient besondere Aufmerksamkeit, um so mehr als hier in der Rachel, 50—100 Meter entfernt, die mulmige Ausbisskohle unverändert unter dem Letten lagert, während dieselbe am Brandschiefer zerstört, respective verbrannt ist.

12. Durch Ausdehnung und Zerstörung der Schichten bedeutend ist das Vorkommen bei Dehlau, welches in der Rachel vom Dehlauer Bräuhause hinauf nach Horschenitz aufgeschlossen ist, sich aber auch noch bis an das Egergehänge ausdehnt, wo die bunten Thone in den

Bereich desselben fallen. In der oberen Rachel ist der Uebergang von rothem in gelben und grauen Letten vorzüglich zu beobachten, und wird hier Horschenitzer Kohlenbergbau in 38 Meter Teufe betrieben.

Betrachtet man das Vorkommen der einzelnen Brandschiefer-Partien, so scheinen dieselben auf einen innern Zusammenhang hinzuweisen. Die Punkte ad 1—5 liegen bestimmt am Nordrande, wie 11 und 12 am Südrande der grossen Kaaden-Ströpauer Spalte, sollte nicht ad 6—9 die nordöstliche Fortsetzung der Spalte, respective des Rückens anzeigen, wie dieses ja schon durch die bunten Thone in der Horsenzer Rachel geschieht? Sollten diese Brandschiefer nicht direct zu den Brüxer Basalten führen?

Hiernach würde die Ansicht von Jokely, dass die Basaltperiode zwischen der Ablagerung der Saazer Schichten und der oberen Abtheilung einzuschieben sei, von selbst fallen. Die Lagerungsverhältnisse der Tertiärschichten ergeben, dass die erste Basaltperiode schon nach Ablagerung der unteren Sandsteine eintrat und dann wohl durch die ganze Tertiärzeit dauerte. Hiemit scheint auch der Aufbau des Liesener Basaltgebirges übereinzustimmen, welches, wenn man eine Lage festen Basalt mit einer Unterlage von Tuff als eine gleichzeitige Bildungsperiode annehmen darf, aus vier Perioden zusammengesetzt erscheint. Die übereinstimmenden Basalte ein und derselben Periode in verschiedener Gegend scheinen diese Ansicht zu bestätigen.

Es ist dann auch gar nicht mehr auffallend, dass Kohlenflötze auf unterem Basalttuff lagern, dass ferner die oberen Basalte hin und wieder dieselben bedecken, ohne dass man dieser Flötzpartie ein höheres Alter anweisen müsste, als jener der Umgebung.

7. Diluvial- und Alluvial-Ablagerung.

Nach Ablagerung der oberen Abtheilung scheint noch eine gleichmässige Ueberfluthung der unteren und oberen Abtheilung stattgefunden zu haben, wie aus der gleichmässisen Ueberlagerung von Kiesgerölle mit Lehm hervorgeht. Erst hiernach entstand der Abfluss der Wässer durch das Egerthal mit Bildung der Seitenthäler, wie dieses die nur auf den Rücken und oberen Gehängen derselben lagernden Kiesgerölle, welche gleichmässig die untere und obere Abtheilung bedecken, beweisen.

Spätere locale Fluthen führten Geschiebe vom Erzgebirge in die Ebenen und Thäler bis zur Eger, dieselben zum Theil wieder ausfüllend. Das gleiche war aber auch am Liesener Basaltgebirge der Fall. Während nun auf der Nordseite des Kaaden-Ströpauer Rückens Gneissgeschiebe die Ebenen und Thäler bedecken, findet man auf der Südseite desselben ausschliesslich Basaltgeschiebe, nicht nur allein in den Thälern, sondern selbst auf den flachen, höheren Lagen. So spielte dieser Rücken durch die ganze Tertiärzeit bis zur Alluvialperiode eine wichtige Rolle bei Ablagerung der Schichten und Bildung der Oberflächenverhältnisse.

Der Gebirgsbau des mittleren Egerthales.

Von Dr. Ferdinand Löwl.

Am Abschlusse der Tertiärperiode stellte das Flusssystem der Eger eine Reihe grosser Süsswasserbecken dar, welche durch kurze Canäle miteinander verbunden waren. Das mittlere, das Falkenau-Elbogener Becken, entstand durch einen grossartigen Einsturz. Hochstetter zeigte, dass in der Tertiärzeit auf der Höhe der damals noch nicht entzweigesprengten schildförmigen Erhebung zwischen Sachsen und dem Inneren Böhmens die Sedimente der unteren, vorbasaltischen Braunkohlenformation, die bekannten Quarzsandsteine und Schieferthone mit kleinen Kohlenflötzen, abgelagert wurden. Diese tertiären Schichten findet man aber nicht allein hoch oben auf dem Karlsbader und Erzgebirge, sondern auch mehr als 300 Meter tiefer, auf dem Grunde des Falkenau-Elbogener Beckens. Es muss also nach ihrer Ablagerung ein Bruch stattgefunden haben, durch welchen der Schlussstein des alten Gewölbes zwischen dem Karlsbader und dem Erzgebirge in die Tiefe sank [1]).

Nur im Westen blieb uns in dem schmalen Thonschiefer-Riegel, der das mittlere vom oberen Egerbecken trennt, ein Rest des verworfenen Gebirgskeiles erhalten. Gerade an dieser Stelle aber lässt sich im Streichen der grossen Bruchlinie eine gegen Nord überschlagene Falte nachweisen, die uns zu der Annahme zwingt, dass der Zusammenschub und die Aufstauung der Erzgebirgsregion von Süden her erfolgte, dass der Südflügel derselben — das Karlsbader Gebirge — in Folge dessen gegen das eigentliche Erzgebirge vorgeschoben und so lange an dasselbe gepresst wurde, bis sich die im Gebirge vorhandene Spannung längs einer Zone geringeren Widerstandes in ein System von Verwerfungen und Brüchen umsetzte [2]). So wurde jener Einsturz herbeigeführt, der die Entstehung des Falkenau-Elbogener Beckens zur Folge hatte. Der versunkene Gebirgskeil aber muss, wie die überschlagene Falte seines stehen gebliebenen Westflügels beweist, zwischen den Bruchrändern, wie zwischen den Backen eines Schraubstockes zu-

[1]) Hochstetter: Karlsbad, seine geogn. Verhältnisse und seine Quellen. S. 38, 39.

[2]) Löwl: Die Verbindung des Kaiserwaldes mit dem Erzgebirge. Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt 1881, S. 453 ff.

sammengedrückt worden sein. Die Architektonik des Egerthales zwischen Falkenau und Karlsbad zeigt demnach eine auffallende Uebereinstimmung mit der des Leinethales, dessen wahrer Charakter erst vor Kurzem erkannt wurde[1]).

Bei Karlsbad verlässt die Eger ihr langgestrecktes mittleres Tertiärbecken. Sie fliesst noch eine Strecke weit im Granite der Karlsbader Masse, durchschneidet dann eine Basaltbarrière des Duppauer Gebirgs und folgt endlich von Warta bis Kaden jener tiefeingeschnittenen Thalfurche, deren tektonische Anlage wir zu entziffern haben. Schon in der Oberflächengestaltung ihrer beiden Gehänge offenbart sich selbst dem Auge des Laien ein bedeutsamer Contrast: Im Norden steigt der geschlossene, auf der böhmischen Seite ziemlich steil geböschte Wall des Erzgebirges an, der mit seinem nahezu horizontal verlaufenden Firste, seinen kurzen, senkrecht abzweigenden Kammwiderlagen und den zwischen ihnen ausgenagten Erosionsfurchen sofort jene schematische Regelmässigkeit erkennen lässt, die für das Relief der Schiefergebirge so überaus charakteristisch ist. Im Süden dagegen lastet auf altkrystallinischer Unterlage die unförmliche, nur von radial ausstrahlenden Schluchten durchfurchte Masse des Duppau-Lisener Basaltstockes. Aus dem Thalgrunde selbst endlich streben jene schroffen, ruinengekrönten Felskegel empor, die — wie der Himmelstein bei Warta oder die Schönburg bei Klösterle — auf den ersten Blick ihren vulcanischen Ursprung verrathen und die schönste Zierde des mit landschaftlichen Reizen so überreich ausgestatteten Egerthales darstellen.

Den Schlüssel zum Verständnisse der bis jetzt nur flüchtig und zusammenhangslos skizzirten Reliefformen haben wir im allgemeinen Gebirgsbaue zu suchen. So einförmig sich das Erzgebirge zwischen Schlackenwerth und Komotau in seiner lithologischen Zusammensetzung erweist — es besteht ja der Hauptmasse nach eigentlich nur aus Gneiss, hinter dem die übrigen krystallinischen Schiefer an Bedeutung weit zurücktreten — so gibt uns die allenthalben zu beobachtende regelmässige Aufeinanderfolge der verschiedenen Gneissvarietäten doch genügende Anhaltspunkte zur Bestimmung der architektonischen Verhältnisse an die Hand. Die unterste Stufe, die Grundlage des mittleren Erzgebirges bilden Bänder- und Knollengneisse, deren Glimmergemengtheil zu Flasern und zu Häutchen verwebt ist, welche die einzelnen Quarz- und Feldspathlagen trennen. Das Anschwellen der letzteren zu grösseren Linsen bedingt den Uebergang von den gebänderten zu den Knollengneissen. Wir fassen beide als untere (bojische) Gneissformation zusammen[2]). Im Hangenden folgt eine Reihe vielfach alternirender Gneissarten, die sich durch ihre feinkörnige Structur und den nicht mehr in Lamellen, sondern nur noch in einzelnen Schuppen und Täfelchen auftretenden Glimmer sehr leicht von den Gesteinen der

---

[1]) Lang: Ueber den Gebirgsbau des Leinethales bei Göttingen. Zeitschr. d. deutschen geol. Ges. XXXII, S. 799 ff.

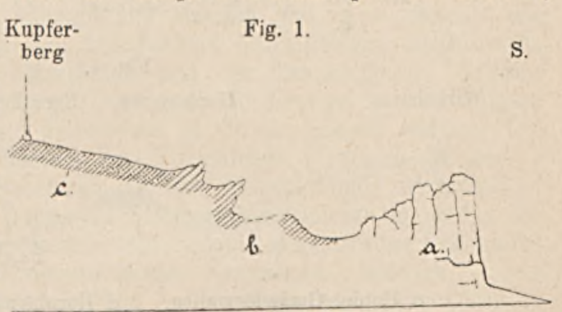
[2]) Jokely: Die geolog. Beschaffenheit des Erzgebirges im Saazer Kreise (Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt 1857, S. 520 ff.) wählte die Bezeichnung: Rother Gneiss, die hier deshalb unzulässig ist, weil namentlich der Knollengneiss sowohl in frischem, als auch in angegriffenem Zustande sehr häufig nur weissen Orthoklas enthält.

ersten Stufe unterscheiden lassen [1]). Ein charakteristisches Glied dieser oberen (hercynischen) Gneissformation bildet das von Jokely als Urthonschiefer beschriebene Gestein [2]). Es ist ein ganz feinkörniges, ja nicht selten anscheinend dichtes Gemenge von Quarz, Orthoklas und Glimmer, besitzt im letzteren Falle eine massige Structur, während es sich sonst in dünne Platten spalten lässt, wechsellagert mit den übrigen Gliedern der oberen Gneissformation, ist durch zahlreiche Uebergänge mit denselben verknüpft und darf daher auch trotz seines fremdartigen Aussehens nicht von ihnen getrennt werden [3]).

Auf die Gneissformation folgt endlich der Glimmerschiefer, der sich sowohl auf der Höhe des Gebirges als auch unter sehr gestörten Lagerungsverhältnissen auf der Südabdachung desselben in isolirten Schollen und Lappen erhalten hat. — Phyllit konnte ich in dem Gebiete, dem meine Profile entnommen sind, nirgends nachweisen, und die dem Glimmerschiefer oder den jüngeren Gneissen eingeschalteten Lager von Hornblendeschiefer, Kalk u. s. w. spielen eine so unbedeutende Rolle, dass sie hier füglich übergangen werden können.

Die im Vorhergehenden angedeutete Aufeinanderfolge der einzelnen Urgebirgsetagen lässt sich am leichtesten bei Kupferberg feststellen, wo längs der nach Klösterle hinabführenden Strasse ein recht instructives Profil aufgeschlossen ist. Kupferberg steht noch auf Glimmerschiefer, welcher bei o. n. ö. Streichen 45° in *N.* verflächt. Gegen Süd kommt unter ihm ein lichtgrauer, feinkörnig-schuppiger Muscovitgneiss hervor, der in mächtigen Tafeln bricht. Er stellt die obere Gneissformation dar und wird von einem durch zollgrosse Knollen weissen Feldspaths ausgezeichneten Gneisse der ältesten Formation unterteuft. Ueberraschend wirkt an dieser Stelle der Gegensatz zwischen den Reliefformen, welche die beiden Gneissarten bedingen. Der jüngere, feinkörnige Gneiss verwittert beinahe eben so leicht wie der Glimmerschiefer und nimmt daher unauffällige Bergformen und sanfte Böschungen an, aus denen nur hie und da einige Schichtenköpfe als schroffe, überhängende Felszähne emporstarren. Wo dagegen der gebänderte oder der Knollengneiss ansteht, trägt die Oberflächengestaltung in der Regel das charakteristische Gepräge der Granitlandschaft. So thürmt sich unterhalb Kupferberg der Knollengneiss in einem mäch-

Fig. 1.



a = unt. Gneis; *b* = ob. Gneis; *c* = Glimmerschiefer.

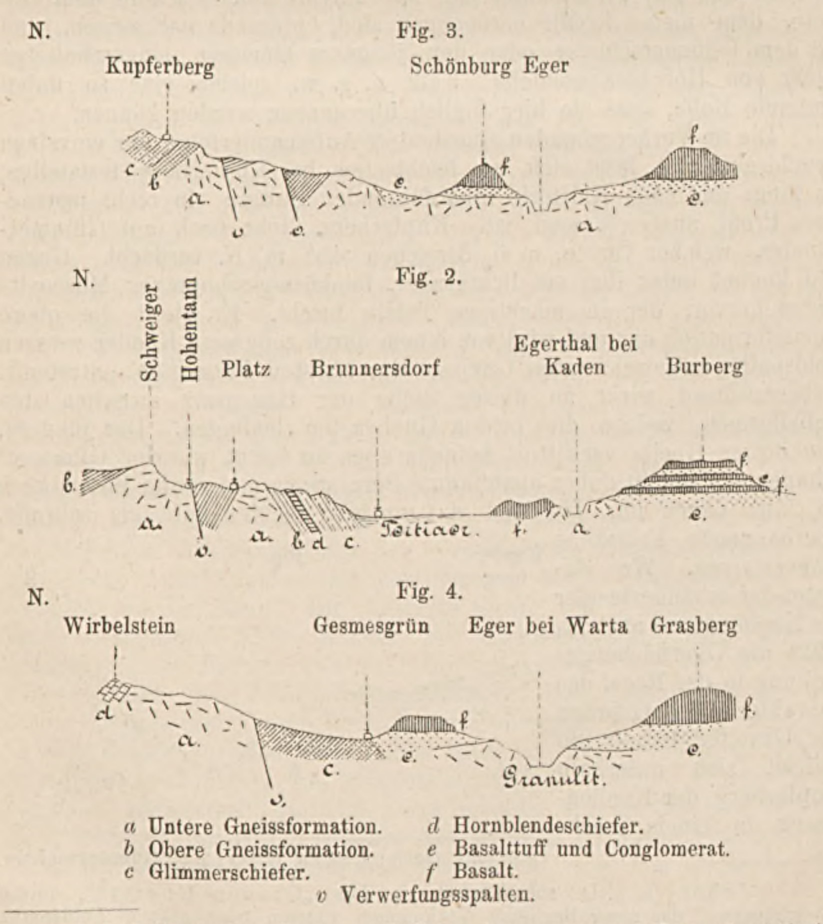
[1]) Jokely a. a. O. subsummirte sie dem „Grauen Gneisse", dessen Hauptmerkmal das ausschliessliche Vorkommen weissen oder grauen Feldspaths sein soll. Doch auch diese Bezeichnung ist unstatthaft, da an manchen Orten, wie zwischen Pürstein und Weigensdorf, im Hangenden des Knollengneisses ein feinkörnig-schuppiger Gneiss mit rothem Orthoklas ansteht.

[2]) a. a. O. 531.

[3]) Wechsellagerung und Uebergänge sind am besten im Assigbachgrunde bei Komotau zu beobachten.

tigen, pfeilerförmig zerklüfteten Felsgerüste empor, welches auf der Südseite lothrecht zu einer ausgedehnten Blockhalde abstürzt. (Fig. 1.)

Wandert man von hier aus noch weiter abwärts, so stösst man bald wieder auf den feinkörnig-schuppigen Gneiss, der hier sanft unter den Knollengneiss einfällt. Der letztere ist demnach durch eine Verwerfungsspalte abgeschnitten [1]). Ein zweiter Bruch lässt sich bei Haadorf nachweisen, wo die obere Gneissformation unter einem Winkel von 80° gegen die untere einschiesst. Diese tritt bald darauf südlich vom „Neuwirthshause" wieder zu Tage, wird dann von Basalttuffen überlagert und taucht endlich am Nordfusse der basaltischen Schönburg nochmals in einer kleinen Scholle auf [2]). Jenseits dieses Kegelberges hat der Egerfluss die vulcanischen Massen durchsägt und den



[1]) Jokely suchte die ungewöhnlichen Lagerungs- und Verbandverhältnisse des „rothen" und „grauen" Gneisses durch die Annahme zu erklären, dass der erste, den er für ein Eruptivgestein hielt, den zweiten in Stöcken und Apophysen durchbrach (a. a. O. 529, 542 ff.); doch gab er nebenher zu, dass es stellenweise den Anschein hat, „als wenn der rothe Gneiss erst durch spätere Verwerfungen blossgelegt worden wäre" (a. a. O. 544).

[2]) Vergl. das Profil Fig. 3.

gebänderten Gneiss blossgelegt. Er steht hier in senkrechten, granitartig zerklüfteten Felsmauern an, ist auch in dem Seitenthälchen von Kettwa noch eine Strecke weit gegen Süd zu verfolgen und verschwindet endlich unter den Tuffen und Basaltströmen des Duppauer Gebirges.

Wie in dem Profile Kupferberg-Schönburg lassen sich auf der ganzen Südabdachung des mittleren Erzgebirges, sobald nur genügende Aufschlüsse vorhanden sind, Verwerfungsspalten nachweisen, längs welchen der südliche Gebirgsflügel staffelförmig in die Tiefe sank [1]. Neben den Verwerfungen sind allerdings auch bedeutende Schichtenfaltungen zu beobachten [2], die wichtigsten Grundlinien der Architektonik dieses Gebietes fallen aber doch mit den grossen Brüchen zusammen.

Der verworfene und abgesunkene Südflügel des Erzgebirges bildet die Unterlage für die vulcanischen Massen des Duppauer Mittelgebirges; ihm gehören jene kleinen Schollen altkrystallinischer Felsarten an, welche am Nordrande dieses Basaltstockes hie und da durch die Erosion blossgelegt wurden. Doch das Duppauer und das Erzgebirge sind nicht allein räumlich, sondern auch genetisch auf das Innigste mit einander verknüpft. Alle jene Ströme und Effusionsdecken, welche im Vereine mit den Conglomerat- und Tuffbänken den Duppauer Basaltstock aufbauen, quollen nach dem Einsturze des Erzgebirges aus den Spalten der verworfenen Urgebirgsscholle hervor. Man kann daher mit Fug und Recht behaupten, dass das Duppauer Mittelgebirge an den Bruchrand des Erzgebirges gebunden ist. Im Lichte dieser Auffassung erscheint das Egerthal als der Typus einer bisher ganz übersehenen Kategorie tektonischer Thäler. Es verdankt seine Entstehung in erster Reihe einem grossen Bruche — ebenso wie das Falkenau-Elbogener Becken. Während jedoch hier nur ein verhältnissmässig schmaler Keil verworfen wurde und der Südflügel des Erzgebirges im Karlsbader Gebirge erhalten blieb, ist er im Osten, zwischen Schlackenwerth und Bodenbach, vollständig abgesunken. Hier waren es die aus seinen Spalten hervorbrechenden vulcanischen Massen, die im Angesichte des Erzgebirges das Duppauer und Leitmeritzer Mittelgebirge aufthürmten und so die Bildung des Egerthales und der ihm analogen Teplitzer Bucht zum Abschlusse brachten. Dass auch die Erosion in grossartigem Massstabe wirkte, soll damit keineswegs in Abrede gestellt werden. Die Tuffmassen, welche den Südfuss des Erzgebirges verhüllen, hingen ja ebenso wie die ihnen aufgesetzten isolirten Basaltkappen ursprünglich mit der Hauptmasse des Duppauer Gebirges zusammen. So sind z. B. die Plateauberge im Osten von Pürstein und die kegelförmige Schönburg bei Klösterle nicht etwa Producte localer Eruptionen, sondern — wie ihre senkrechte Säulenstellung beweist — nur Reste weit hergeflossener Decken und Ströme, welche die Eger bis auf ihre altkrystallinische Unterlage hinab durchsägte (vergl. die Profile Fig. 2—4). Doch so

---

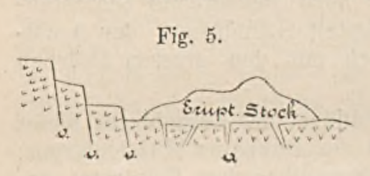
[1]) Vergl. die Durchschnitte Schweiger-Burberg (Fig. 2) und Wirbelstein-Grasberg (Fig. 4).

[2]) So verläuft z. B. zwischen Weigensdorf und Pürstein eine ganz zusammengedrückte Synklinale, in deren Kern eine Scholle von feinkörnigem Gneiss und Glimmerschiefer eingeklemmt ist.

energisch das Wasser sein Zerstörungswerk betrieb, die Wirkungen, die es erzielte, kommen trotzdem erst in zweiter Reihe in Betracht: der Einsturz des Erzgebirges und die durch ihn bedingten Basalteruptionen hatten die Furche des mittleren Egerthales bereits geschaffen, ehe der Abfluss des Falkenau-Elbogener Beckens seine Erosionsarbeit begann.

Es gibt eine ganze Reihe von Faltengebirgen, welche auf ihrer Innenseite ebenso wie das Erzgebirge durch Verwerfungen abgebrochen sind und von eruptiven Massen begleitet werden.[1]) Wie nicht anders zu erwarten, kommen in solchen Regionen auch sehr häufig Thalbildungen vor, auf welche das aus den tektonischen Verhältnissen des Egerthales abgeleitete schematische Profil (Fig. 5) Anwendung findet. Ich wähle zwei charakteristische Beispiele aus dem Karpathensysteme.

Fig. 5.



Eine auffallende Analogie mit der Nordwestumrandung Böhmens zeigt jener mächtige Doppelwall, der sich zwischen der Moldau und dem centralen Hügellande Siebenbürgens erhebt:[2]) der Gebirgszug zwischen der Bistritza und der Maros entspricht dem Erzgebirge, der Oberlauf der Maros und Aluta dem Egerthale und der Teplitzer Bucht, das Hargittagebirge endlich dem Duppauer und Leitmeritzer Mittelgebirge. Im Osten der oberen Maros und Aluta bezeichnet das Ausgehende der steil in O. einfallenden Schichten einen deutlichen Bruchrand. Hier ist der ganze Westflügel des krystallinischen Gebirges in die Tiefe gesunken. Auf seinen Verwerfungsspalten aber stiegen im Westen jenes grossen Längenthales die Trachyte des Hargittastockes empor, der sich mit seiner mächtigen Tuffhülle, seinen Kegeln, Domen und Tafelbergen von der im Osten vorliegenden Schieferzone ebenso scharf abhebt, wie das vulcanische Mittelgebirge Böhmens vom Erzgebirge. — Zum Schlusse sei noch jener von Richthofen nachgewiesenen Bruchlinie gedacht, längs welcher die ganze krystallinische Zone der Karpathen bei Kaschau und Eperies quer abgeschnitten ist.[3]) Auch hier gab das Absinken des Gebirges im Vereine mit den längs des Bruchrandes stattfindenden Eruptionen zur Entstehung einer vulcanischen Verwerfungsspalte vom Charakter des Egerthales Anlass. Die Besprechung anderer ähnlicher Fälle behalte ich mir für eine grössere Arbeit über Thalbildung vor.

[1]) Vergl. Suess, die Entstehung der Alpen. S. 37 ff., 47 ff.
[2]) Vergl. Hauer und Stache, Geologie Siebenbürgens. S. 304—311.
[3]) Richthofen, Studien aus den ungar.-siebenbürg. Trachytgebirgen. Jahrb. der geol. R.-A. 1860, S. 153 ff.

Die fossile Molluskenfauna von Kottingbrunn.

Von **Rudolf Handmann** S. J.

Die fossile Molluskenfauna von Kottingbrunn (bei Vöslau) in Niederösterreich scheint meines Wissens nach sehr wenig bekannt zu sein; nur Herr F. Karrer bemerkt (Geologie der K. F. J. Hochquellen-Wasserleitung, Wien 1877, p. 130), dass das Terrain von Leobersdorf herwärts über Kottingbrunn bis über den Bahnhof von Vöslau der sarmatischen Stufe angehöre; und schon früher, p. 103, theilte er die Resultate einiger Schlämmproben mit, nebst einer kleinen Liste der in Kottingbrunn aufgefundenen Mollusken.

„Die Tiefe der Ziegeleien — berichtet er an letzterer Stelle — die wir vollinhaltlich anführen wollen, beträgt gegenwärtig (1873) etwa 1·5 Klafter, und liegt der etwas sandige Tegel daselbst unter einer dünnen Lage von Diluvialschotter. Die gewonnenen Schlämmproben ergaben folgendes Resultat:

1. Ziegelei gegen Süden. Sehr sandiger Tegel von oben enthielt in grosser Menge glatte Ostracoden und vereinzelte Spuren von Nonioninen und Polystomellen.

Fetterer Tegel aus der Tiefe, blau gefärbt, mit grüngelben Flecken, voll von Foraminiferen, und zwar:

Nonionina granosa s.
Polystomella obtusa hh.
„ *Hauerina s.*
„ *crispa s.*

2. Ziegelei nebenan gegen Norden. Sandige Tegelprobe aus der Mitte mit ziemlich häufigen Foraminiferen, und zwar:

Nonionina granosa h.
Polystomella Hauerina (wohl ident mit *Polystomella Antonina*) *h.*
„ *Listeri s.*

Es ist also auch hier keine Spur mehr von Congerienschichten vorhanden und das Sarmatische liegt unmittelbar unter dem Diluvium. Bei einem neuerlichen Besuche (1874) dieser Ziegelei fand ich auf dem ausgehobenen neuen Materiale sogar Reste von Mollusken, namentlich häufige Trümmer von Zweischalern, als auch Schnecken, und zwar:

Cerithium rubiginosum Eichw.
Rissoa inflata Andrz.
Paludina immutata Frfld.
Mactra podolica Eichw.
Tapes gregaria Partsch.
Cardium obsoletum Eichw.

Es liegt auch hier unter dem Diluvialschotter sehr sandiger Tegel, darauf folgt fetter Thon. Ein Brunnen daselbst ist nur einige Fuss tief und liefert trinkbares Wasser, das auf der undurchlässigen unteren Schichte sich bewegt.“ Soweit Herr Karrer.

Da in der Folge die Ziegeleien von Kottingbrunn viel tiefer gegraben wurden — (die Tiefe derselben soll derzeit 3—7 Klafter unter dem Wasserspiegel der Teiche betragen), und vielleicht auch andere Nebenschichten blossgelegt wurden, so muss zu diesen werthvollen Angaben Karrer's noch Einiges hinzugefügt, insbesondere aber die angeführte Liste der Conchylien bedeutend erweitert werden.

Ich hatte Gelegenheit, das Terrain von Kottingbrunn etwas näher zu untersuchen und habe u. A. eine sehr reiche, den Congerienschichten angehörende Fauna daselbst aufgefunden.

Ueber die gewonnenen Resultate soll im Folgenden berichtet werden.

Das Terrain von Kottingbrunn besteht im Allgemeinen aus Sand- und Mergelschichten.

1. Der Sand ist von theils weisslicher, theils gelblicher Farbe, stellenweise sehr fein und reich an Melanopsiden, sowie auch an Congerien. Er nimmt entweder unmittelbar die oberste Stelle ein oder liegt unterhalb der Humuserde und des Diluvialschotters, zum Theile auch zwischen demselben. Diese Sandschichte kann in zwei Etagen abgetheilt werden: die obere derselben (Etage α) führt viele Rollsteine, und es ist hier besonders *Melanopsis Martiniana Fér.* vertreten. Die untere, fein sandige Partie (Etage β) ist reicher an kleineren Arten wie *Melanopsis pygmaea Partsch*, *Mel. Bouéi Fér.* u. a. m.; ferner finden sich hier in nicht geringer Anzahl Schalen von *Mel. Vindobonensis Fuchs* vor (fast alle sehr verwaschen), sowie kleinschalige Congerien, Melanien, Neriten etc. Diese Schichten sind an einer Stelle im Kottingbrunner Walde aufgedeckt worden; sonst findet sich die Sandschichte auch noch an einigen Punkten der Ziegelei (*a*), welche zunächst der genannten Ortschaft liegt. Unter der Sandschichte, die bisweilen nur 0·2 Meter, anderwärts aber auch viel mächtiger abgelagert ist, trifft man einen fetten, zum Theile gefleckten Thon an, der noch, wenigstens in seinen höheren Partien, der Congerienschichte anzugehören scheint, da ich an einer Stelle in einer lettenreichen Schichte Neriten und Melanopsiden aufgefunden habe.

Diese Sandschichte keilt sich gegen die nebenanstehende, zweite Ziegelei hin aus und überdeckt zum Theile die sarmatische Schichte der dritten Ziegelei (*c*). Aus dem Conchylien-Verzeichnisse *C* (pag. 549) scheint auch zu folgen, dass sich früher die Congerienschichte bis zur Anhöhe in der Nähe des Vöslauer Bahnhofes erstreckt habe.

2. Der Mergel ist grösstentheils, so weit er sichtbar ist, von braungelber, nur hie und da von etwas blaulicher Farbe; der letztere findet sich dann in dem ersteren vertheilt vor, so dass derselbe dadurch ein fast geflecktes Aussehen erhält.

Diese Mergelablagerung muss den gefundenen Conchylien zu Folge in eine obere (sarmatische) und eine untere marine Stufe abgetheilt werden.

a) Die obere sarmatische Stufe ist besonders bei der dritten Ziegelei anzutreffen, welche von Kottingbrunn am weitesten entfernt und die nächste zu Vöslau ist. In dem gelben, bisweilen bläulich geaderten Mergel fand ich die Gattungen: *Rissoa*, *Trochus*, *Paludina*, (*Cerithium*) mit vielen Bruchstücken von Pelecypoden, namentlich von *Cardium* (und von eingeschwemmten „marinen" Mollusken). An einer Stelle fanden sich daselbst gut ausgebildete Gypskrystalle vor.

Nach den bisherigen Funden zu urtheilen, ist diese Stufe nicht reich an fossilen Mollusken, weder der Gattung, noch den Individuen nach. In der Richtung gegen Vöslau fand ich Cerithien und Melanopsiden an einer und derselben Stelle zusammen, ferner *Turritella* und *Vermetus* (s. d. Verz.)

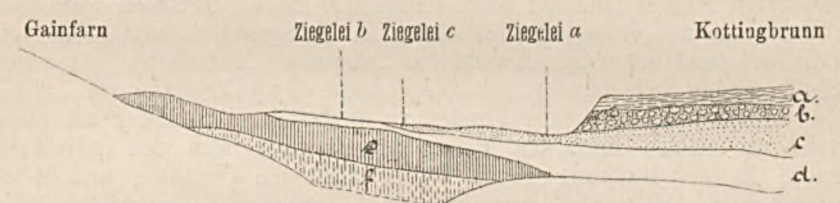
b) Die untere marine Stufe weist einerseits auf die Fauna von Gainfarn, sowie auf die der Sandschichte von Soos (vgl. Karrer: Hochq.-Wass. p. 134) — andererseits aber auch auf die des submarinen Tegels von Baden hin. Es ist jedoch eines Umstandes wegen sehr fraglich, ob wenigstens alle marinen Funde den Kottingbrunner Schichten angehören, insbes. diejenigen, welche die Fauna des submarinen Tegels von Baden oder des gleichwerthigen von Soos repräsentiren. Die fraglichen Conchylien habe ich nämlich entweder auf Stellen gefunden, wo nur gelber Mergel sichtbar ist (in der Nähe der Ziegeleien, zumeist an dem Ufer oder auch dem Rande der Teiche) oder an anderen Stellen, wo ein submariner blaugrauer Tegel angehäuft lag, der in der Nähe der zweiten Ziegelei (*b*) als Formsand verwendet wurde. Was nun den letzteren betrifft, so wurde den Nachforschungen zufolge, die ich angestellt, zwar anfänglich aus den tieferen Ziegelgruben von Kottingbrunn ein ähnlicher blaugrauer und conchylienreicher Formsand ausgehoben, später jedoch ein solcher aus der Ziegelei von Soos herbeigeführt, da er aus den schon zu tiefen, inundirten Ziegeleien von Kottingbrunn nicht mehr gewonnen werden konnte. Da nun auch diese Ziegeleien schon seit einigen Jahren aufgelassen worden, so dürfte sich wohl sehr schwer entscheiden lassen, ob die bei Kottingbrunn sich vorfindenden Reste des submarinen Tegels entweder gänzlich oder nur theilweise den Sooser Schichten angehören. Ungeachtet dieser Ungewissheit dürfte es nicht nutzlos sein, ein Verzeichniss der in diesem Tegel aufgefundenen Conchylien zusammenzustellen, da die Unmöglichkeit des Vorkommens derselben nicht ausgeschlossen, ja es sehr wahrscheinlich ist, dass der submarine Tegel des in nächster Nähe gelegenen Vöslau (vgl. F. Karrer, l. c. p. 126 ff. Verhandl. der k. k. geol. R.-A. 1871, Nr. 11, p. 192 ff.) auch in der Niederung von Kottingbrunn abgelagert ist.

In Betreff dieses in Frage stehenden submarinen Tegels sei schliesslich noch bemerkt, dass er sich durch seinen Sandgehalt aus-

zeichnet und dem blaugrauen (sandigen) Tegel nahesteht, der bei Soos oberhalb der gelben Sandschichte angetroffen wird. [1])

Geschlämmte Partien weisen Foraminiferen auf, wenn auch in einer geringeren Anzahl, als man erwarten sollte; die für den Badener Tegel charakteristischen Nodosarien habe ich in demselben nicht vorgefunden.

Fasst man das bisher Gesagte zusammen, so könnte man sich die Schichtengliederung der besprochenen Ziegeleien etwa in der Weise denken, wie sie in der folgenden Abbildung gegeben ist, die einen idealen Durchschnitt der Schichten in der Linie Gainfarn-Kottingbrunn veranschaulicht.



a = Humus; *b* = Diluvialschotter; *c* = Congeriensand; *d* = sarmatischer Tegel; *e* = oberer mariner Tegel (Gainfarner Facies); *f* = unterer mariner Tegel.

Ich lasse nun zunächst einige Verzeichnisse der von mir in den Kottingbrunner Schichten aufgefundenen Mollusken folgen und werde dann die Beschreibung der neuen Formen geben.

Da bekanntlich in der Congerienfauna besonders die Melanopsiden eine grosse Variabilität aufweisen, so werden sich bei späteren Vergleichungen vielleicht mehrere derselben mit anderen schon bekannten identificiren lassen, wenn auch andererseits die Binnenfauna von Kottingbrunn manche charakteristischen Eigenthümlichkeiten, wie andere derartige Fundorte, besitzen dürfte. Ich habe deshalb auch unterlassen, hier eine definitive Diagnose in lateinischer Sprache vorauszuschicken und gesucht, die verschiedenen Formen so scharf als möglich abzugrenzen.

A. Fossile Mollusken aus der Congerienschichte der Kottingbrunner Ziegelei (*a*).

1. *Trochus plicatulus nov. f.*
2. *Nerita Brenneri n. f.*
3. „ *plantaris n. f.*
4. „ *globulosa n. f.*
5. „ *Wiesbauri n. f.*
6. „ *Grateloupana Fér.*
7. *Melanopsis pygmaea Partsch.*
   a) *typica.*
   a) *var. inflata.*
8. *Melanopsis varicosa n. f.*
9. „ *involuta n. f.*

[1]) Ueber diese Ablagerung in einem anderen Berichte.

10. *Melanopsis inermis n. f.*
11. " *capulus n. f.*
12. " *Vindobonensis Fuchs.*
 a) typica.
 b) var. contecta.
13. *Melanopsis avellana Fuchs.*
 a) typica.
 b) var. globulus.
14. *Melanopsis Martiniana Fér.*
15. " *spiralis n. f.*
16. " *impressa Kraus.*
17. " *Dichtli n. f.*
18. " *acuta n. f.*
19. " *Fuchsi n. f.*
20. " *nodosa n. f.*
21. " *Bouéi Fér.*
 a) typica,
 b) Var. 1 monacantha,
 c) Var. 2 multicostata,
 d) Var. 3 ventricosa,
 e) Var. 4 acuminata,
 f) Var. 5 spinosa (= M. Sturi Fuchs?)
 g) Var. 6 duplicata,
 h) Var. 7 elongata.
22. *Melanopsis nodescens n. f.*
23. " *irregularis n. f.*
24. " *affinis n. f.*
25. " *Haueri n. f.*
26. " *scalaris n. f.*
27. " *Kottingbrunnensis n. f.*
28. " *fasciata n f.*
29. " *austriaca n. f.*
30. " *fusiformis n. f.*
31. " *pusilla n. f.*
32. *Melania stephanites n. f.*
33. " *immutata n. f.*
34. " *elegans n. f.*
35. " *Auingeri n. f.*
36. *Planorbis sp.*
37. " *euomphalus Edw.* (?)
38. *Congeria quadrans n. f.*

Dazu mehrere andere (noch unbestimmte) Arten von *Congeria*, nebst Bruchstücken von *Cardium*, *Ervillia* (?). Eingeschlämmt fand sich ein Exemplar *Turritella Vindobonensis Partsch*; auch fand ich daselbst ein Exemplar von *Cerithium rubiginosum Eichw.*

In Betreff der Häufigkeit des Vorkommens sei bemerkt, dass *Melanopsis pygmaea*, sodann *Mel. Vindobonensis* und *Bouéi* häufiger vertreten sind; in verhältnissmässig minderer Anzahl finden sich *Mel.*

varicosa, *inermis*, *capulus*, *Martiniana*, *acuta*, *nodosa*, *Austriaca*; die übrigen kommen selten oder auch nur in einzelnen Exemplaren vor.

Planorbis euomphalus (aus einer Sandgrube im Kottingbrunner Walde) liegt als Steinkern vor (geg. 30 Mm. Breite und 5 Mm. Höhe an der Mündung): seiner Gestalt nach scheint derselbe mit *Plan. euomphalus* (Edwards-Wood: A monograph of the eocen cephalopoda and univalves of England. London 1849—1877, p. 99. Tab. XV, Fig. 6) identificirt werden zu können.

B. Fossile Mollusken aus der Ziegelei (*c*) gegen Vöslau.

a) Erste (sarmatische) Schichte (zunächst der ersten Ziegelei), Ziegelgrube.

1. *Trochus sulcatus n. f.*
2. „ *glaber n. f.*
3. „ *fasciatus n. f.*
4. „ *subdivisus n. f.*
5. *Rissoa angulata Eichw.*
6. „ *inflata Andry.*
   a) *typica*,
   b) *var. complanata*,
7. *Rissoa deficiens n. f.*
8. *Paludina immutata Frfld.*
9. *Conovulus* (?) *Vindobonensis n. f.* (Siehe Anhang).

Dazu viele Bruchstücke von *Cardium obsoletum Partsch*, ferner auch Bruchstücke von *Tapes* (*vetula Brong.?*)

Die Trochiden kommen in dieser Schichte sehr selten, die Paludinen dagegen, sowie die Rissoen, besonders *Rissoa inflata* viel häufiger vor; *Rissoa deficiens* ist durch ein einziges Exemplar vertreten.

b) In unmittelbarer Nähe der ersten Schichte (Richtung gegen Vöslau), Ziegelgrube.

1. *Turritella Vindobonensis Mayer.*
2. *Melanopsis pygmaea Partsch.*
3. „ *Vindobonensis Fuchs.*
4. „ *Bouéi Fér.*
5. „ *Dichtli n. f.*
6. *Melania Auingeri n. f.*

Dazu ein Bruchstück von *Congeria* (*spathulata?*)

c) Schichten in der Nähe der Ziegelgrube (Richtung gegen Vöslau).

1. *Cerithium rubiginosum Eichw.*
2. *Rissoa inflata Eichw. var. complanata.*
3. „ *deficiens n. f.*

4. *Melanopsis pygmaea Partsch.*
   a) *typica*,
   b) *Var. inflata.*
5. *Melanopsis involuta n. f.*
6. „ *Vindobonensis Fuchs.*
7. „ *Bouéi Fér.*

C. Verzeichniss der auf der Strecke Kottingbrunn-Vöslau gefundenen Mollusken.

1. *Cerithium pictum Bast* 1.
2. *Turritella Vindobonensis Mayer.*
3. *Vermetus arenarius Linn.*
4. *Melanopsis Vindobonensis Fuchs.*

In weiterer Entfernung (gegen den Bahnhof von Vöslau):

1. *Cerithium pictum Bast.* (über 20 Exemplare).
2. *Turritella Vindobonensis Mayer* 2.
3. *Vermetus arenarius Linn* 1.
4. *Melanopsis Martiniana Fér.* (*M. Vindobonensis Fuchs*?)
5. „ *pygmaea Partsch* 1.
6. „ *Bouéi Fér.* 1.

D. Fossile Mollusken aus der marinen Schichte der Ziegelei (*b*) gegen Gainfarn.[1])

1. Aus der gelben Tegelschichte.

1. *Conus Brezinae Hörn. et Auing.* 1.
2. *Buccinum Vindobonense Mayer* 2.
3. *Cancellaria Westiana Grat.* 1.
4. *Pleurotoma turricula Brocc.* 1.
5. „ *bracteata Brocc.* 1.[2])
6. *Turritella Vindobonensis Mayer* 1.
7. „ *Archimedis M. Hörn.* (*non Brong.*) *1.*
8. „ *bicarinata Eichw. var. nodosa 3.*

Dazu Bruchstücke von *Cardium, Lucina, Venus* (*Aglaurae? plicata*).

2. Aus dem submarinen Tegel. (S. p. 545.)

1. *Erato laevis Don.*
2. *Ringicula buccinea Desh.*
3. *Columbella Dujardini M. Hörn.*
4. *Buccinum Badense Partsch.*

---

[1]) Diese Ziegelei steht zwar auf Vöslauer Grund, da sie jedoch von Kottingbrunn und von der ersten Ziegelei (*a*) nicht weit entfernt ist, so können wohl diese beiden Ziegeleien mit der dritten (c) schlechthin als Kottingbrunner Ziegeleien zusammengefasst werden.

[2]) Mit *Pl. turricula* eingeschwemmt?

5. *Buccinum Vindobonense Mayer.*
6. „ *Schönni Hörn. et Auing.*
7. „ *cerithiforme Auing.*
8. *Fusus sp.*
9. *Fasciolaria sp.*
10. *Pleurotoma coronata Münst.*
11. „ *obtusangula Brocc.*
12. *Cerithium spina Partsch.*
13. „ *scabrum Oliv.*
14. „ *Bronni Partsch.*
15. *Turritella Archimedis M. Hörn. (non Brong.)*
16. „ *bicarinata Eichw. v. nodosa.*
17. *Phasionella Eichwaldi M. Hörn.*
18. *Monodonta subangulata Eichw.*
19. *Vermetus intortus Lamk.*
20. *Turbonilla costellata Grat.*
21. *Natica helicina Brocc.*
22. *Rissoa Lachesis Bast.*
23. „ *costellata Grat.*
24. *Paludina Schwartzi Frfld.*
25. *Dentalium mutabile Dod.*

Dazu Bruchstücke von *Pectunculus pilosus Linn.*, *Lucina*, *Cardium*, *Pecten* nebst Foraminiferen.

Beschreibung der neuen Formen.

1. *Trochus plicatulus n. f.*

Das etwas verletzte Exemplar von etwa 3 Mm. Länge und 3 Mm. Breite besitzt eine dünne, stumpf kegelförmige Schale, deren (5) Windungen convex abgerundet sind und auf ihrer Oberfläche sehr feine, dicht zusammengedrängte und etwas schief stehende Längsfalten tragen; die zwei ersten Embryonalwindungen sind glatt. Die Nähte sind deutlich; an der unteren Naht biegt sich die Schale unter einem starken Winkel ein (besonders an der letzten Windung bemerkbar).

Die Gestalt dieser zierlichen Form erinnert im Allgemeinen an die von *Trochus miliaris M. Hörn.* (Foss. Moll. I, p. 454, Taf. 45, Fig. 9); sie ist aber nicht wie diese mit perlschnurartigen Querreifen, sondern mit den bereits beschriebenen Längsfalten versehen.

(Da die Schlusswindung des aufgefundenen einzigen Exemplars abgebrochen und überdies die Spindel eingedrückt ist, so lässt sich noch nicht mit Sicherheit bestimmen, ob dasselbe zu den Trochiden zu stellen ist.)

Ziegelei *a* (Congerienschichte).

2. *Trochus sulcatus n. f.*

7 Mm. Länge und 4·5 Mm. Breite; kleinste und grösste Höhe der letzten Windung 3 : 5 Mm.[1])

[1]) Die Angabe der kleinsten und grössten Höhe der Schlusswindung scheint mir von nicht geringer Bedeutung zu sein; die „kleinste" Höhe ist die Höhe der Mündung.

Die Schale ist verlängert, kegelförmig. Das Gewinde besteht aus 6 schwach gewölbten Windungen, welche mehr oder weniger entfernt stehende Querfurchen tragen und etwas abgesetzt sind; an den zwei letzten Windungen bemerkt man zu unterst einen ziemlich scharfen Kiel, wodurch die Mündung eine eckige Ausbuchtung erhält. Das Gehäuse zeigt stellenweise Perlmutterglanz. Kein Nabel.

Trochus Celinae Andrz. (M. Hörnes: Foss. Moll. I, p. 450. Taf. 45, Fig. 4) ist der beschriebenen Form nicht unähnlich, besitzt jedoch nicht den scharfen Kiel, wie *Tr. sulcatus*; an der Schale sind keine Farbenzeichnungen bemerkbar.

Ziegelei *c* (sarmatisch).

3. *Trochus fasciatus n. f.*

6·5 Mm. Länge und 3 Mm. Breite; Schlosswindung 2 : 3·5 Mm.

Der vorigen sehr ähnlich, aber während *Trochus sulcatus* auf der ganzen Oberfläche Furchen aufweist, zeigt *Tr. fasciatus* nur eine bindenähnliche, stärkere Querfurchung an der oberen und unteren Naht, (besonders an der Schlusswindung); die Mitte der Windungen ist fast glatt, unter der Loupe bemerkt man sehr feine Querstreifen. Die Mündung ist etwas abgerundet und unterhalb eine nabelartige kleine Vertiefung bemerkbar.

Ziegelei *c* (sarmatisch).

4. *Trochus glaber n. f.*

3 Mm. Breite und 3 Mm. (muthmasslich 4—5 Mm.) Länge; (Spitze abgebrochen und Schlusswindung verletzt).

Diese Form schliesst an *Tr. fasciatus* an, die Schale erscheint jedoch ganz glatt, nur unter der Loupe zeigt dieselbe eine feine Querstreifung. Schale mit Perlmutterglanz; kein Nabel.

Tr. papilla Eichw. (M. Hörn. Foss. Moll. I, Taf. 45, Fig. 13) hat eine gewisse Aehnlichkeit mit dieser Form; letztere besitzt jedoch nicht den eigenthümlichen Kiel von *Tr. papilla.*

Ziegelei *c* (sarmatisch).

5. *Trochus subdivisus n. f.*

Schlusswindung abgebrochen (3 Mm. Länge und 2 Mm. Breite, 3 Windungen).

Die spitzkegelförmige Schale mit Perlmutterglanz besitzt in der Mitte der Windungen einen scharfen Kiel, wodurch dieselbe in einen oberen schiefen und einen unteren, etwas abfallenden Theil zerfällt; an der Oberfläche bemerkt man herablaufende gelbbraune Bänder, die an den Nähten, besonders aber an der unteren Naht schärfer hervortreten; die fein quergestreiften Windungen weisen 2—3 stärkere Querreifen auf.

Auch *Tr. subdivisus* steht dem *Tr. papilla* sehr nahe; dieser besitzt jedoch bei einer anderen Zeichnung eine stumpfkegelförmige Schale.

Ziegelei *c* (sarmatisch).

6. *Rissoa deficiens n. f.*

3 Mm. Länge und 45 Mm. Breite (Schlusswindung abgebrochen).

Die etwas planverlaufenden (6) Windungen der Schale weisen eine Verschiedenheit der Sculptur auf; die 2 oberen, kleinen Embryonalwindungen sind, wie auch die letzte Windung, glatt, die übrigen dagegen sind mit Längsrippen versehen, die gegen die untere Naht hin tropfenähnlich anschwellen. *Rissoa deficiens* ist dadurch der *Rissoina Moravica M. Hörn.* (Foss. Moll. I, p. 560, Taf. 48, Fig. 7) nicht unähnlich; sonst steht ihr die sarmatische *Rissoa inflata Andrz. var. complanata* nahe (vgl. M. Hörnes l. c. p. 577); dieselbe ist jedoch viel breiter, die Längsrippen gehen auch über die Schlusswindung, dieselben sind lang, dünn und geschweift, überdies ist die Schale mit Querstreifen versehen, *Rissoa deficiens* entbehrt derselben.

Ziegelei *c* (sarmatisch).

Anmerkung. Die hier erwähnte *Rissoa inflata Andrz. var. complanata* ist dadurch von der typischen Form unterschieden, dass die Schärfe der Rippen zurücktritt und dieselben nicht so geschweift erscheinen, als bei der typischen Form.

7. *Nerita Brenneri n. f.*

3·5 Mm. lang und 3 Mm. breit.

Die schief eiförmige Schale ist mit einer glänzenden, schwarzen, leicht abspringenden Epidermis bedeckt, ähnlich wie die *Neritina cryptospira* (System. Conchyl. Cab. von Martini und Chemnitz. Die Gattung Nerita von Prof. v. Martens, Nürnberg 1879, Taf. VIII, Fig. 10). Das Gewinde ist etwas erhaben und hervorstehend, die Spindelplatte breit, eben, etwas eingedrückt und an dem halbmondförmigen Ausschnitte mit starken Zähnchen besetzt.

Diese Form wurde in einem lettenreichen Sand bei Kottingbrunn unweit der Ziegelei (*a*) zuerst von Herrn Baron Joachim von Brenner aufgefunden.

8. *Nerita plantaris n. f.*

6 Mm. Länge und (muthmasslich) 9 Mm. Breite.

Die halbkugelförmige Schale ist oben sehr stark abgeplattet, so dass das Gewinde fast gänzlich in der Ebene der sehr grossen Schlusswindung liegt. Die Spindelplatte ist breit und am halbmondförmigen Ausschnitte stark gekerbt. Keine Zeichnungen bemerkbar.

Am nächsten steht dieser Form wohl *N. Grateloupana Fér.* (M. Hörn. Foss. Moll. I, p. 534, Taf. 47, Fig. 13), welche sich durch die starken Runzeln auf der Spindelplatte auszeichnet; *N. plantaris* zeigt dieselben nicht.

Ziegelei *a* (Congerienschichte).

9. *Nerita globulosa n. f.*

5 Mm. lang und 7 Mm. breit.

Die fast kugelförmige Schale besitzt (3) convex abgerundete Windungen, ein wenig hervorstehendes Gewinde. Die Spindelplatte ist nicht sehr breit, gegen das Ende hin aufgetrieben und abgerundet; der Aus-

schnitt ist fast unbemerkbar und undeutlich gekerbt. Einige Stellen zeigen ein marmorirtes Aussehen und ist so ebenfalls wie die vorhergehende Form der *N. Grateloupana Fér.* ähnlich; diese besitzt u. A. ein ganz ebenes Gewinde und eine breite Spindelplatte.

Ziegelei *a* (Congerienschichte).

10. *Nerita Wiesbauri n. f.*

7 Mm. Länge und 7 Mm. Breite; Höhe der Schlusswindung 6 : 6·8 Mm.

Die länglich eiförmige Schale hat ein hervorragendes Gewinde; die Spindelplatte ist breit, der Ausschnitt sehr seicht und schwach gekerbt. Die Oberfläche zeigt eine glänzende, gelblich-weisse Farbe mit vielen braunschwarzen, länglich dreieckigen Flecken. *N. Grateloupana Fér.* steht auch dieser Form sehr nahe; erstere besitzt jedoch ausser der Verschiedenheit der Zeichnung ein kurzes und stumpfes Gewinde und eine mit Runzeln bedeckte Spindelplatte.

Ziegelei *a* (Congerienschichte).

11. *Melanopsis pygmaea Partsch*, *var. inflata.*

Die Schale zeigt im Allgemeinen den Charakter der *Melanopsis pygmaea Partsch* (M. Hörn. Foss. Moll. I, Taf. 49, Fig. 13), sie ist jedoch nicht so schlank, als die gewöhnlichen Exemplare dieser Form, sondern etwas gedrungen und aufgeblasen, so dass sie wie eine Bastardform zwischen *Mel. pygmaea* und *Mel. inermis* oder *varicosa* (s. u. n. 12 u. 14) aussieht. Auch die Callusbildung dieses Exemplars ist dadurch merkwürdig, dass derselbe, durch eine Furche abgetheilt, wie doppelt erscheint.

(Hr. Custos Th. Fuchs hat [Die Fauna der Congerienschichten von Tihány etc. Jahrb. der k. k. geol. R.-A. 1870, 20. Bd., 4. H., p. 545, Taf. XXII, Fig. 10] ein ähnliches Exemplar abgebildet.)

Ziegelei *a* (Congerienschichte). Ziegelei *c* (Congeriensand).

12. *Melanopsis varicosa n. f.*

11 Mm. Länge und 6 Mm. Breite; kleinste und grösste Höhe der Schlusswindung 7 : 9 Mm.; bei 5 Windungen.

Diese Form zeichnet sich durch die Einschnürung in der Mitte der Windungen aus, wodurch an der oberen Naht ein stark wulstartiger Ring entsteht. Die glatte Schale ist sonst etwas bauchig und gedrungen, die Mündung eiförmig; Columellarrand mittelmässig verdickt.

Die ähnliche *Mel. pygmaea Partsch* ist viel schlanker und entbehrt dieser starken Wulstbildung; die *Mel. incerta Fuchs* (Studien üb. d. jüng. Tertiärb. Griechenlands 1877. Taf. II, Fig. 15) hat geringere Wülste und eine mehr viereckige Mündung. Nicht unähnlich mit *Mel. varicosa* ist ferner *Mel. slavonica Neum.* (Neumayr-Paul: Die Congerien- und Paludinenschichten Slavoniens 1875, Taf. VII, Fig. 25); dieselbe weist jedoch ein bedeutend höheres Gewinde auf, da das Ausmass der Schale 18 Mm. in der Länge und 7 Mm. in der Breite beträgt bei 10 Mm. Höhe der Schlusswindung, auch ist bei derselben die Callosität sehr stark entwickelt.

Die Ziegelei *a* (Congerienschichte).

13. *Melanopsis involuta n. f.*

10 Mm. in der Länge und 7 Mm. in der Breite; Höhe der letzten Windung 3 : 7 Mm.

Die (6) Windungen besitzen lamellare Fortsätze, mit denen sie zum Theil die vorhergehende Windung umhüllen; die Schlusswindung von 5 (7) Mm. Höhe reicht auf diese Weise selbst 8 Mm. hinauf. An der unteren Naht erhebt sich ein ringförmiger Wulst, der zum Theil von den Lamellen bedeckt erscheint. An der bauchigen Schlusswindung bemerkt man auch eine Einsenkung unter dem Wulste der vorhergehenden Windung, indem sich an derselben die Schale glatt anlegt; es ist daher auch der rechte Mundrand fast Sförmig gebogen; durch diese Form des Mundrandes, sowie durch die gedrungene Gestalt und die weniger hervortretenden Wülste unterscheidet sich *M. involuta* von der vorhergehenden *M. varicosa*; auch ist die Callosität des Mundrandes stärker entwickelt, als bei letzterer, so dass diese allen Eigenschaften zufolge als eine eigene, wenn auch nahe stehende „Form“ betrachtet werden kann.

Ziegelei *a* (Congerienschichte).

Ziegelei *c* (Sand).

14. *Melanopsis inermis n. f.*

10 Mm. Länge, 6 Mm. Breite, Schlusswindung 7 : 9 Mm.
12 „ „ 6 „ „ „ 8 : 10 „
10 „ „ 6 „ „ „ 6 : 9 „

Die Schale besitzt eine kurze, mehr oder weniger hervorstehende Spira und etwas abgerundete (meist 5) Windungen; die Schlusswindung ist schief eiförmig und abgesetzt, wodurch die Schale ihr eigenthümliches Aussehen erhält; sie entbehrt ferner einer jeden Sculptur, nur an einigen Exemplaren bemerkt man eine sehr schwache, kielartige Anschwellung unter der oberen Naht der Schlusswindung. Die Callosität ist ziemlich stark entwickelt; die Mündung hat eine spitz eiförmige Gestalt. Keine Zeichnungen bemerkbar.

Ziegelei *a* (Congerienschichte).

15. *Melanopsis capulus n. f.*

9 Mm. Länge und 5 Mm. Breite; Schlusswindung 5 : 7 Mm. (bei 7 Windungen).

Die etwas eiförmige, bauchige Schale besitzt oben an der Schlusswindung einen abgerundeten Kiel, worauf sie etwas schief dachförmig aufsteigt und sich zuletzt in eine ziemlich abgesetzte, kurze Spitze auszieht, die aus den oberen dicht gedrängten Windungen besteht.

Der Callus ist sehr stark, die Mündung enge und die Spindel etwas gewunden. (S. n. 16.)

Ziegelei *a* (Congerienschichte).

16. *Melanopsis Vindobonensis Fuchs, var. contecta.*

Betrachtet man als typische Form der genannten Art diejenige, deren oberer Theil eine Wölbung besitzt, so lässt sich davon eine andere unterscheiden, welche nicht eine derartige Wölbung zeigt, sondern mehr

in einer schiefen, dachförmigen Ebene bis zum Kiele der Schlusswindung absteigt. Diese Varietät (?) kommt dadurch der vorhergehenden *Mel. capulus* sehr nahe, besitzt aber zum Unterschiede von dieser eine stark bauchige Gestalt und eine kürzere Spira.

17. *Melanopsis avellana Fuchs.*

Herr Custos Th. Fuchs hat in seinen Beiträgen zur Kenntniss fossiler Binnenfaunen (Neue Conchylien aus den Congerienschichten etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1873, XXIII. Bd. I. H. Taf. IV, Fig. 16, 17) eine neue Melanopsidenform mit kugeligem Gehäuse unter dem Namen *Mel. avellana* abgebildet; als Fundorte werden (p. 20) Sulzlacke bei Margarethen nächst Oedenburg und Tinnye bei Ofen angegeben. Die Kottingbrunner Exemplare nur stimmen im Allgemeinen in Hinsicht der Gestalt mit den ungarischen überein, nun zeigen sie nicht — ein Exemplar etwa ausgenommen — die seichte Einschnürung in der Mitte der Schale, wie sie *Mel. avellana* aufweist; ich habe daher diese Varietät als *var. globulus* in die Sammlung eingereiht.

18. *Melanopsis spiralis n. f.*

14 (15) Mm. Länge und 8 Mm. Breite; Schlusswindung 10 : 12 Mm.

Die glatte Schale ist eiförmig und bauchig abgerundet und geht in eine langgezogene concave Spitze aus. Der Callus ist stark entwickelt, die Mündung länglich und die Spindel etwas gedreht. An einem Exemplar bemerkt man an der Schlusswindung gegen die Naht hin eine kielartige Anschwellung, so dass es vielleicht zu *Mel. impressa Kraus* (M. Hörn. Foss. Moll. I, Taf. 9, Fig. 10) zu stellen ist.

Die beschriebene Form steht der *Mel. avellana* nicht ferne, besitzt aber nicht die kugelartige Gestalt derselben; ein anderer Unterschied liegt in der langgezogenen Spira. Letztere Eigenschaft stellt sie anderen Formen sehr nahe, wie *Mel. pterochila Brus.* (Fossile Binnenmollusken, Agram 1874, Taf. I, Fig. 3, 6), *Mel. pyrum. Neum.* (Die Congerien- und Paludinenschichten Slavon. Taf. VII, Fig. 33), sowie auch *Mel. proboscidea Desh.* (Samml. d. k. k. Hofmineralien-Cabinets); die Windungen der beiden ersteren Formen sind, jedoch höher und breiter, als bei der beschriebenen Form, und *M. proposcidea* weist eine charakteristische, rüsselförmig ausgezogene Spira auf.

Ziegelei *a* (Congerienschichte).

19. *Melanopsis Dichtli n. f.*

Gegen 5·5 Mm. Länge und 2·5 Mm. Breite; 10 Mm. Länge und 5 Mm. Breite.

Die Gestalt dieser Form hat viele Aehnlichkeit mit der soeben beschriebenen *Mel. spiralis*; *Mel. Dichtli* ist jedoch gestreckter, als diese, an den Seiten etwas cylindrisch abgeplattet und gegen die Basis hin verjüngt, so dass sie dadurch ein charakteristisches Aussehen besitzt. Die sonst glatte Schale läuft in eine längere Spitze aus, dieselbe ist jedoch nicht so lang, als wie bei *Mel. spiralis*. Der Callus ist stark entwickelt, die Spindel etwas gewunden, die Mündung länglich eiförmig.

Mel. Dichtli steht der *Mel. impressa* noch näher, als *Mel. spiralis*, entbehrt jedoch ebenfalls des Kieles an der Schlusswindung und der Einschnürung der Windungen. Ein früher hierhergestelltes Exemplar von 9 Mm. Länge und 4 Mm. Breite weist einen derartigen Kiel auf, und wurde zu *Mel. impressa* gestellt.

20. *Melanopsis acuta n. f.*

5 Mm. Länge, 3 Mm. Breite, Schlusswindung 3:4 Mm.

Die kleine Schale ist spitzkegelförmig und läuft allmälig in eine feine Spitze aus; die Schlusswindung ist bauchig, die Callosität ist nicht stark entwickelt, die Mündung rund eiförmig. Durch diese Eigenschaften unterscheidet sich diese Form von der ähnlichen *Mel. spiralis*, *Mel. impressa* und *Mel. Dichtli*.

Ziegelei *a* (Congerienschichte. — Schlämmproben).

21. *Melanopsis Fuchsi n. f.*

11 Mm. Länge und 5 Mm. Breite; Schlusswindung 6:8 Mm. (7 Windungen).

Die Schale ist spitzkegelförmig, fast thurmförmig verlängert und besitzt etwas convex abgerundete Windungen; die Schlusswindung ist bauchig, wenn auch ebenmässig und gegen die Basis hin sich verjüngend. Die Oberfläche der Schale zeigt leichte Anfänge einer Sculptur, die aus mehr oder weniger deutlichen Längsfalten besteht, welche bisweilen knotenartig anschwellen. Der Callus ist wenig entwickelt, die Mündung spitz eiförmig.

Durch ihre äussere Gestalt und theilweise durch ihre Sculptur erinnert diese Form an einige Buccinum-Arten, wie besonders an *Buccinum (Leiodomus) cerithiforme Auing.* (R. Hörn. u. M. Auing.: Die Gasteropoden etc. 1882. Taf. XV, Fig. 17). Als ähnliche Melanopsiden können erwähnt werden: *Mel. Visianiana Brus.* (Foss. Binnenmollusken, Taf. I, Fig. 7, 8. — Neumayr Paul: Congerien- und Paludinenschichten etc., Taf. VII, Fig. 32). *Mel. eurystoma Neum.* (ib. Taf. VII, Fig. 30). *Mel. Sandbergeri Neum.* (Taf. VII, Fig. 31). *Mel. subbuccinoidea d'Orb.* (Samml. des k. k. Hof-Mineral.-Cab.), u. z. Th. *Mel. inconstans. Neum.* (Der dalmatinische Süsswassermergel, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1869, Taf. XI, Fig. 16—18.)

Mel. Fuchsi scheint ebenso wie letztere, sehr variabel zu sein; um die Varietäten-Unterschiede besser und genauer zu fixiren, muss noch eine grössere Anzahl von Exemplaren aufgefunden werden. Dieselbe scheint häufiger in den unteren Congerienschichten mit Neriten vorzukommen.

Ziegelei *a* (Congeriensand und Letten).

22. *Melanopsis nodosa n. f.*

Ueber 11 Mm. Länge und 6 Mm. Breite; Schlusswindung 7:9 Mm. (gegen 7 Windungen).

Die Schale ist der von *Mel. inermis* (s. o. n. 14) nicht unähnlich; es weist jedoch besonders die Schlusswindung mehr oder weniger entfernt stehende, stumpfe Knoten auf; sie erscheint auf diese Weise wie eine Mischform von *Mel. inermis* (n. 14) und *Mel. Bouéi* und kommt

der letzteren so nahe, dass sie besonders von einigen Varietäten derselben sich kaum unterscheiden lässt.

Ziegelei *a* (Congerienschichte).

23. *Melanopsis Bouéi Fér.*

Die Variabilität dieser Form ist bekannt; es kommt eben nicht nur das verschiedene Grössenverhältniss der Länge zur Breite, sondern auch die Verschiedenheit der Sculptur in Betracht. Auch die Fauna von Kottingbrunn entbehrt nicht dieser Varietätenformen; ja sie scheint daran reicher, als eine andere zu sein.

a) *Forma typica*: Als typische Form betrachte ich hier diejenige, die eine mässige Höhe erreicht (weder eine zu bauchige, noch zu gestreckte Gestalt besitzt), und auf der Schlusswindung eine zweifache Knotenreihe zeigt.

b) *Var.* 1. *monacantha*: Wie *a*, aber die zweite Knotenreihe ist wenig oder gar nicht ausgebildet. Ist das Letztere der Fall, so scheinen wenigstens die spitzeren Formen zu *Mel. affinis* (n. 26) gestellt werden zu können, wie andererseits auch einige Exemplare der *var. multicostata.*

c) *Var.* 2. *multicostata*: Sculptur scharf, Knoten (und Rippen) gedrängt.

d) *Var.* 3. *ventricosa*: Schlusswindung bauchig.

e) *Var.* 4. *acuminata*: Spitze abgesetzt, Schlusswindung etwas aufgetrieben.

f) *Var.* 5. *spinosa*: Knoten scharf, mehr oder weniger dornig; diese kann vielleicht der *Mel. Sturi Fuchs* (Neue Conchyl. aus d. Cong. Taf. IV, Fig. 18, 19) angereiht werden, welche sehr hervorstehende Dornen besitzt, im Uebrigen jedoch mit der *Mel. Bouéi typ.* übereinstimmt.

g) *Var.* 6. *duplicata*: Auch an den oberen Windungen 2 deutliche Knotenreihen; eine zweite Knotenreihe ist sonst nur an der Schlusswindung bemerkbar.

h) *Var. elongata*: Schale verlängert. Diese Varietät erscheint wie eine Mischform von *Mel. pygmaea* oder *Mel. Fuchsi* mit *Mel. Bouéi* und steht der folgenden *Mel. nodescens* (n. 24) sehr nahe.

Ziegelei *a* (z. Th. Ziegelei *c*); gegen Vöslau.

24. *Melanopsis nodescens n. f.*

10 Mm. Länge und 4 Mm. Breite; Schlusswindung 4:5·5 Mm.

Die Schale hat ganz die Gestalt von *Melanopsis pygmaea Partsch*, nur weisen die letzten Windungen 1—2 Mm. von einander abstehende Längsknoten auf; auch verschwindet die Wulst an den unteren Windungen, indem anstatt dessen die Längsknoten auftreten (vgl. n. 25. h.).

Ziegelei *a* (Congerienschichte).

25. *Melanopsis irregularis n. f.*

10 Mm. Länge, 5 Mm. Breite, Schlusswindung 5: 7 Mm. (7 Windungen).

Die etwas spitz zulaufende Schale besitzt etwas abgerundete Windungen, von denen die oberen (6) glatt erscheinen; an der folgenden (7.) Schlusswindung tritt am Anfange eine Längsfaltung ein, welche

schon nach 3—4 Falten in eine scharfe Knotenbildung sich verwandelt; die Knoten ziehen sich in einer Reihe um die Schale und setzen nach der Basis hin fort. Der Callus ist mittelmässig stark entwickelt.

Diese interessante Form steht zwischen *Mel. Fuchsi* (n. 21) und der folgenden *Mel. affinis* (n. 26).

Ziegelei *a* (Congerienschichte).

26. *Melanopsis affinis n. f.*

8 Mm. Länge und 4 Mm. Breite; Höhe der Schlusswindung 4 : 6 Mm.

Var. scalariformis: 8 Mm. (muthmasslich etwa 10 Mm.) Länge und gegen 5 Mm. Breite; Schlusswindung 4:6 Mm.

Wie bereits (n. 23) bemerkt, steht *Mel. affinis* der *Mel. Bouéi var. monacantha* und *var. multicostata* sehr nahe, so dass vielleicht *var. monacantha*, u. z. Th. auch *var. multicostata* hieher zu ziehen ist.

Die Knoten laufen in dünne, etwas schief stehende Längsrippen aus, die besonders an den oberen Windungen enge zusammengedrängt sind; an der Schlusswindung ragen die Knoten etwas hervor, und es erscheint überhaupt die Sculptur der etwas spitz zulaufenden Schale scharf ausgeprägt; unterhalb befindet sich nur e i n e Knotenreihe, nicht eine doppelte, wie bei *Mel. Bouéi* (*typ.*), noch auch ein kielartiger Ansatz; auch die Rippenbildung verschwindet. Die Callosität ist mittelmässig stark, die Mündung etwas erweitert.

Nebst der typischen Form kann man noch eine Varietät — *scalariformis*, mit etwas höherem und stufenförmigem Gewinde unterscheiden.

Die nicht unähnliche *Mel. harpula Neum.* (Cong. und Palud. Slav. p. 38, Taf. VII, Fig. 1) zeigt an der Schlusswindung eine ausgesprochene Rippenbildung.

Ziegelei *a* (Congerienschichte).

27. *Melanopsis Haueri n. f.*

11 Mm. Länge und über 5 Mm. Breite; Höhe der Schlusswindung 5 : 7 Mm. (gegen 7 Windungen).

Die Schale besitzt oben eine spitzkonische und in der Mitte eine etwas bauchige Gestalt; die Schlusswindung ist an den Seiten cylindrisch abgeplattet und mit einigen Einschnürungen versehen. Durch diese Querfurchung erhält dieselbe eine d r e i f a c h e Knotenreihe, die wie Längsrippen sich fortsetzen; die obere Einschnürung ist besonders tief und dadurch die Knoten stark hervorragend. Die Schlusswindung umhüllt die vorhergehende bis zu dieser scharfen Knotenreihe und bildet an der Naht eine starke Einsenkung; an den oberen Windungen legt sich die hervorstehende Knotenreihe als eine gekörnelte Wulst herum. Von der obersten Knotenreihe der vorletzten Windung läuft die Schale stumpf kegelförmig bis zur Spitze, und von der letzten Knotenreihe der Schlusswindung ebenfalls kegelförmig in etwas schiefer Richtung bis zur Basis zu; zwischen den Kielen dieser Knotenreihen befindet sich die seitliche Abplattung der Schale, die dadurch ihr eigenthümliches Aussehen erhält.

Die Mündung ist eiförmig, die Callosität nicht sehr stark entwickelt.

Auch dieser Form steht *Mel. harpula Neum.* nicht ferne; die besprochenen Eigenschaften trennen sie jedoch von derselben.

Ziegelei *a* (Congeriensand).

28. *Melanopsis scalaris n. f.*

10 Mm. Länge und 8 Mm. Breite, Schlusswindung 5 : 6·5 Mm. (6, 7 Windungen).

Die etwas spitz zulaufende Schale ist der von *Mel. Haueri* (n. 27) nicht unähnlich; sie ist jedoch weniger, als diese, an den Seiten abgeplattet, und erhebt sich mehr gleichmässig kegelförmig. Die Windungen sind oben etwas ausgehöhlt, nach dieser Aushöhlung folgt ein scharfer Kiel mit einer fast senkrechten Absetzung der Schale, und es ist dieselbe hier mit starken Knoten besetzt. Während die oberen Windungen eine einfache Knotenreihe besitzen, zeigt die vorletzte Windung eine zweifache und die Schlusswindung eine dreifache, ziemlich gleichmässig ausgebildete Knotenreihe, die Knoten stehen gerade unter einander und zeigen eine Art Längsrippung; sie werden durch tiefe, breite Furchen gebildet, welche die Schale umziehen; die Oberfläche zeigt überdies unter der Loupe eine feine, etwas wellenförmige Querfurchung, und ein Exemplar weist orangegelbe Flecken auf, die mehr in der Horizontalrichtung verlaufen, (nicht in der Längsrichtung, wie dies bei *Mel. Bouéi* stattfindet). Die Nähte sind tief, die Mündung spitz eiförmig, die Callosität nicht sehr stark ausgebildet.

Ziegelei *a* (Congeriensand).

29. *Melanopsis Kottingbrunnensis n. f.*

Bei 8 Mm. Länge und 4·5 Mm. Breite (Schlusswindung verletzt); letzte Windung 3 : 5 Mm. (7 Windungen).

Die etwas bauchige Schale lauft conisch in eine sehr feine Spitze aus. Die oberen Windungen sind concav ausgehöhlt bis zu einem Kiel, der sich etwas aufstülpt und gekerbt ist, der andere Theil der Windung setzt sich fast senkrecht ab. An der vorletzten Windung treten etwas entfernt stehende starke Knoten auf, nach einer Einschnürung folgt gegen oben hin eine erhabene Querlinie und sodann unter der oberen Naht eine zweite, aber schwächere Knotenreihe, welche mit der unteren durch längsrippenartige Fortsätze in Verbindung steht; dieselbe Sculptur weist die letzte Windung des Exemplars auf, nur werden die Knoten noch dicker, verlängern sich und entfernen sich auch von einander. Die ganze Schale ist überdies mit feinen Querfurchen bedeckt. (Die Mündung ist elliptisch.)

Diese Form ist der vorhergehenden *Mel. scalaris* (n. 28) nicht unähnlich.

Ziegelei *a* (Congerienschichte).

30. *Melanopsis fasciata n. f.*

Ueber 11 Mm. Länge und etwa 5 Mm. Breite; Schlusswindung 5 : 7 Mm. (gegen 8 Windungen).

Die schlanke, fast thurmförmige Schale ist in Hinsicht der Sculptur der der hier beschriebenen *Mel. Haueri scalaris* und *Kottingbrunnensis* sehr ähnlich und ist auch mit der nachfolgenden *Mel. Austriaca* (n. 31) verwandt. Charakteristisch ist die gestreckte Gestalt, sowie eine tiefe Einschnürung und Einsenkung der Schale gegen die obere Naht hin, wodurch eine Art Binde entsteht und diese Form an ein Pleurotoma erinnert.

Die Nähte sind tief und wegen der Einsenkung der Schale von einander abgesetzt. Die Binde, welche in dieser Einsenkung der Schale sich befindet, besteht aus etwas entfernt stehenden starken Knoten; nach der breiten Einschnürung folgt eine zweite Reihe von noch stärkeren und längeren Knoten; dieselben sind an der Schlusswindung durch eine seichte Furche gespalten, so dass man eine dreifache Knotenreihe unterscheiden kann.

Diese Knotenreihen erscheinen, von der Spitze der Schale aus betrachtet, wie eine ununterbrochene Längsrippung derselben. Die ganze Oberfläche der Schale ist fein quergefurcht. Die Callosität ist nicht stark, die Mündung länglich eiförmig und die Spindel gedreht.

Ziegelei *a* (Congerienschichte).

31. *Melanopsis Austriaca n. f.*

Ueber 10 Mm. Länge und 5 Mm. Breite, Schlusswindung 5 : 7 Mm.

Ueber 9 Mm. Länge und 4·5 Mm. Breite, Schlusswindung 4 : 7·5 Mm.

Die Schale ist der von *Mel. fasciata* (n. 30) sehr ähnlich, jedoch nicht so gestreckt und die Binde nicht so tief und auffallend; auch die Knoten sind weniger abgesetzt und laufen mehr in Längsrippen zusammen. *Mel. Austriaca* ist ihrer Sculptur wegen, wie bereits früher bemerkt worden, auch den Formen: *Mel. Haueri* und *scalaris* sehr ähnlich; sie besitzt jedoch eine mehr spitzkegelige Schale und mehr plan verlaufende Windungen, sie hat nicht das stufenförmig abgesetzte Gewinde von *Mel. scalaris*, noch die cylindrische Abplattung der *Mel. Haueri*. Die Callosität ist wenig entwickelt, die Mündung erweitert eiförmig, die Spindel gedreht und zu unterst (an einigen Exemplaren) eine kleine, nabelartige Vertiefung; ein Exemplar zeigt überdies unregelmässige orangegelbe Flecken. Manche Exemplare weisen solche Abänderungen auf, dass deren Stellung zweifelhaft erscheint. Vielleicht dürfte später noch eine weitere Trennung vorgenommen werden.

Ziegelei *a* (Congerienschichte).

32. *Melanopsis fusiformis n. f.*

5 Mm. Länge, 3 Mm. Breite, Höhe der Schlusswindung 2 : 3 Mm. (6—7 Windungen).

Die Schale besitzt ein hohes, fast spindelförmiges Gewinde; die Windungen sind am oberen Theile ausgehöhlt, in ihrer Mitte gekielt und unter dem Kiele mit ziemlich engstehenden, spitzen Knoten besetzt; diese Knoten entfernen sich auf der Schlusswindung immer mehr

von einander und verlängern sich auch zu kurzen, dicken Rippen. Die Callosität ist fast gar nicht entwickelt, die Mündung verlängert eiförmig, die Spindel gedreht und die Basis mit einem verlängerten Ausgusse versehen.

Durch ihre Gestalt erinnert diese zierliche Form an einige Fusus- und Pleurotoma-Arten, wie u. A. an *Pleurotoma spinescens Partsch* (M. Hoernes: Foss. Moll. I, p. 366, Taf. 39, Fig. 17); sonst scheint sie der *Mel. gradata Fuchs* (Die Fauna d. Cong. von Tihany etc., Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1870, p. 539, Taf. XX, Fig. 13, 14) sehr nahe zu stehen; ja, beide Formen können vielleicht mit einander identificirt werden; leider ist das von Herrn Fuchs gefundene Exemplar an der Basis abgebrochen.

Ziegelei *a* (aus dem geschlämmten Congeriensande).

33. *Melanopsis pusilla n. f.*

1·5 Mm. Länge und gegen 0·5 Mm. Breite.

Die kleine Schale besitzt convex abgerundete, glatte Windungen. Die Schlusswindung ist etwas bauchig, das Gewinde verlängert kegelförmig. Die Mündung ist eiförmig und die Callosität fast gar nicht ausgebildet, so dass sie den Melanien nahe zu stehen scheint; die abgestutzte Spindel lässt sie ihre Stellung unter der Gattung *Melanopsis* finden.

Ziegelei *a* (aus geschlämmtem Congeriensande).

34. *Melania immutata n. f.*

Ein Exemplar mit zum Theil abgebrochener Schlusswindung. (Das Exemplar zerbrach unter der Hand, die Schlusswindung schien ganzrandig zu sein.) Das Bruchstück ist etwa 2 Mm. lang und 1 Mm. breit; (das Exemplar dürfte bei 3 Mm. lang gewesen sein).

Die dünne Schale besitzt (4—5) convexe, an der oberen Naht gekielte und dann etwas winkelig eingezogene Windungen; die oberen 2 derselben sind glatt, die folgenden sind fein quergefurcht, die vorletzte Windung zeigt überdies 2 stärkere Querreifen; die letzte Windung (am Exemplar zum Theile noch sichtbar) besitzt etwas schief verlaufende und in der Mitte verdickte Längsrippen; dieselben werden an der oberen und unteren Naht von je einer mehr bemerkbaren Furche übersetzt.

Ziegelei *a* (aus einer Schlämmprobe des Congeriensandes).

35. *Melania stephanites n. f.*

Ein verletztes Exemplar, der Form nach zu Melania(?) gehörig, von etwa 4 Mm. Länge und 3·5 Mm. Breite.

Die Schale dieser Form fällt durch ihre Gedrungenheit auf. Das gefundene Exemplar zeigt 4 quergestreifte, oben etwas ausgehöhlte Windungen; an der oberen Naht der vorletzten Windung befindet sich ein aus runden Körnern bestehender Ring. Die letzte Windung trägt sehr dicke, etwas entfernt stehende Längsrippen. Die Sculptur ist der mancher

Pleurotoma-Arten nicht unähnlich, da die obere Aushöhlung sich wie eine Binde ansieht.

Ziegelei *a* (Congeriensand).

36. *Melania elegans n. f.*

3 Mm. Länge und 1 Mm. Breite; Schlusswindung 1 : 1·5 Mm.

Die gestreckte Schale besitzt 6 etwas cylindrische, oben und unten abgerundete Windungen mit tief gehenden Nähten. Von den zwei Embryonalwindungen erscheint die oberste wie eine kleine hervorragende Spitze, die zweite ist breit und glatt (mit abgelöster Epidermis); die folgende Mittelwindung zeigt oben einen ausgehöhlten Theil und einen medianen Kiel, an welchem sich quergestreifte, kurze Längsrippen ansetzen; an den übrigen Windungen, welche unterhalb vor der Einsenkung der Schale einen mehr hervorstehenden Kiel aufweisen, ist die Epidermis abgelöst, so dass sie, wie die obersten Windungen, glatt erscheinen. Die Sculptur erinnert an die von *Rissoa angulata Eichw.* (M. Hörnes: Foss. Moll. I, Taf. 48, Fig. 23.) Die Mündung ist länglich eiförmig.

Ziegelei *a* (aus einer Schlämmprobe des Congeriensandes).

37. *Melania Auingeri n. f.*

12 Mm. (muthmasslich bei 14 Mm.) lang und 5 Mm. breit, letzte Windung 4 : 6 Mm.

Diese Form von thurmförmiger Gestalt besitzt cylindrisch abgerundete, etwas plan verlaufende Windungen mit ziemlich tief gehenden Nähten. Die Windungen tragen engstehende, etwas gebogene und geschweifte Längsrippen, welche von erhabenen Querstreifen übersetzt werden; zwischen den Durchkreuzungspunkten finden sich viereckige Grübchen. An der oberen Naht lauft eine Binde herum, welche dadurch entsteht, dass zuerst eine tiefere und dann noch eine seichte Furche die Längsrippen durchschneidet; auch an der unteren Naht ist eine Einsenkung der Schale bemerkbar. Die Mündung ist, nach einem Exemplare zu urtheilen, rundlich eiförmig. Die Rippen eines Exemplars weisen eine röthlich-bläuliche Färbung auf; ein Bruchstück eines grösseren Exemplars besitzt am oberen 5 Mm. breiten Ende einen etwas gebogenen Kalkverschluss. Die Form der Schale hat ihrer äusseren Gestalt nach einige Aehnlichkeit mit *Scalaria lanceolata Brocc.* (M. Hörn. Foss. Moll. I, Taf. 46, Fig. 14), sonst steht dieselbe der *Melania Escheri Brong.* (M. Hörn. l. c., Taf. 49, Fig. 16) sehr nahe; sie ist jedoch von gestreckterer Gestalt, die Windungen sind mehr cylindrisch abgerundet, die Rippen geschweifter und unterhalb der Einschnürung nicht so höckerig hervorstehend, als wie bei *Mel. Escheri*; *Mel. Auingeri* scheint zwischen *Mel. Escheri* und *Mel. Letochae Fuchs* (Neue Conchyl. etc. Jahrb. d. geol. R.-A. 1873, Taf. IV, Fig. 1 ff.) zu stehen.

Als eine Eigenthümlichkeit verdient hier erwähnt zu werden, dass einige Exemplare mit einer festen, braunen Thonkruste überzogen sind, eine Erscheinung, die ich auch sonst bei anderen Conchylien dieser Schichten, wenn auch seltener beobachtet habe. Es ist diese Kruste

als die letzten Ueberreste des Conglomerats zu erklären, aus welchem sich später die Conchylienschalen durch Auswittern losgetrennt haben.

Ziegelei *a* (Congeriensand und (?) Lettenschichte).

38. *Congeria quadrans n. f.*

Die Gestalt dieser Congeria ist der eines Quadranten nicht unähnlich, indem der eine (2·5 Mm. lange) Schalenrand fast unter einem rechten Winkel auf dem anderen (4 Mm. langen), geraden und nur in der Nähe des Winkels eingedrückten Schalenrande aufsteht und später denselben in einem Kreisbogen umspannt. Die Winkel sind ziemlich eingerollt und endigen in eine kleine Spitze. Von denselben läuft an dem wenig gewölbten Gehäuse (von 3 Mm. Breite und 1 Mm. Dicke) ein scharfer Kiel aus, der sich in einem sehr flachen Bogen über den längeren Schalenrand erhebt. Der Schlussrand ist scharf und gerade. Die Wand unter den Winkeln ist klein. Die Schale weist Zuwachsstreifen auf, deren einige tiefer gehen und dadurch dem Gehäuse ein etwas abgesetztes Aussehen verleihen.

Ziegelei *a* (aus geschlämmtem Congeriensand).

Schlussbemerkung.

Die Verwandtschaftsverhältnisse der angeführten Melanopsiden zu einander behalte ich mir vor, in einer späteren Arbeit zugleich mit anderen Formen dieser Sippe zu besprechen, die ich in einer zweiten, etwas entfernteren Congerienschichte (in der Nähe von Leobersdorf) aufgefunden habe.

Anhang.

Aus einer Schlämmprobe des sarmatischen Tegels (der Ziegelei *c*) gewann ich auch eine Gasteropoden-Schale von etwa 2 Mm. Länge und 1 Mm. Breite, die sich ihrer auffallenden Eigenschaften wegen in keine der bekannten Conchyliengattungen mit Sicherheit einreihen liess. Die glatte, etwas aufgeblasene und abgestutzte Schale besitzt 5 abgerundete Windungen mit deutlichen Nähten; die Mündung ist klein, spitzohrförmig. Der rechte Mundrand ist verdickt und nach auswärts umgestülpt, an der Mündung abgeplattet; in der Mitte trägt derselbe eine zähnchenartige Anschwellung, wodurch die Mündung ihre eigenthümliche Gestalt erhält. Nach den Untersuchungen des Herrn Assistenten Kittl ist auch bei dem Exemplar eine Falte zu bemerken. Derselbe ist der Ansicht, dass diese Form vielleicht einer *Pupina* oder *Laimadonta* entspreche und für eingeschlämmt zu halten sei. Da jedoch auch die anderen an gleicher Stelle gefundenen Conchylien dasselbe

äussere Aussehen in der Färbung aufweisen und die angeführten Eigenschaften auch an die Gattung *Rissoa*, besonders aber an *Conovulus*, wie z. B. an *Conovulus pyramidalis* (Wood: A monograph of the crag Mollusca etc. London I, Taf. I, Fig. 13) erinnern, so reihte ich unterdessen das in Rede stehende Conchyl dieser letzten Gattung als *Conovulus Vindobonensis* an. (Sollte selbst die Gattung neu sein, so würde ich dafür den Namen *Vindobonia* vorschlagen.)

Beiträge zur Kenntniss der Bodenbewegungen.[1])

Von **Vincenz C. Pollack**, Ingenieur der Arlbergbahn.

Mit einer Tafel (Nr. XIV).

Gegenstand nachfolgender Betrachtungen sollen die zunächst der Oberfläche unseres Planeten stattfindenden, durch die Wirkungen der Schwerkraft veranlassten Bewegungen von Gebirgsmassen sein; weder jene tiefer begründeten, mit der Gebirgsbildung im Zusammenhang stehenden Dislocationserscheinungen, noch gewisse andere Bewegungen, z. B. alle durch Gletscherthätigkeit oder durch eigentliche Murgänge verursachten und dergl., als vielmehr jene kleineren Verschiebungen im oberflächlichen Terrain, welche vieler Orten mehr oder weniger geneigte Gehänge mit steter Umbildung oder Formänderung umfassen, fallen in den Rahmen der vorliegenden Abhandlung.

Dass im Vorzuführenden als belegende Beispiele mehrfach auf Ereignisse gegriffen wurde, die bei Bahnbauten vorgekommen sind, hat seinen Grund hauptsächlich darin, dass hier eher als anderswo durch Aufschlüsse des Innern von bewegten Gebirgstheilen die obwaltenden Verhältnisse klargelegt wurden.

Bei allen Bodenbewegungen lässt sich mit Rücksicht auf den Zeitpunkt der Entstehung von älteren und jüngeren sprechen. Von den ersteren sind manche noch nicht zur Ruhe gelangt: Ich erwähne beispielsweise der abgeklüfteten Dachsteinkalkpartien der Tofanawände in Ampezzo[2]), die auf der mergeligen Unterlage allmälig thalwärts wandern und die Zukunft der Häusergruppen am rechten Boita-Ufer bedrohen.

Die bedeutenden Abrutschungen der den Cassianer und Wengener Mergeln angehörigen Gehänge derselben Localität dürfen auch hieher gezählt werden.

---

[1]) Die vor der Drucklegung der vorliegenden Arbeit von A. Heim erschienene Abhandlung: „Ueber Bergstürze, Zürich 1882. Wurster & Cie." nöthigte zu theilweisen Kürzungen, um Wiederholungen nach Thunlichkeit zu vermeiden, umsomehr da mir auch mittlerweile die bisher unbekannt gebliebene, noch ältere Arbeit von Dr. A. Baltzer: „Ueber Bergstürze in den Alpen" im Jahrbuch des schweiz. Alpen-Clubs, X. Jahrg., 1875 durch die Freundlichkeit des Verfassers zukam, die theilweise denselben Gegenstand abhandelt.

[2]) E. v. Mojsisovics, Dolomitriffe Südtirols.

Bereits zur Ruhe gekommen, aber bei oft nur geringfügiger Veranlassung neuerdings in Bewegung gerathend, sind z. B. die Krusten der Eocänhügel der Karpathen zwischen Lupkow und Palota.

Den Charakter vollkommener Ruhe endlich haben angenommen: die ehemaligen Terrainverschiebungen an den Abhängen der Hügel in der Umgebung Wiens[1]) und längs der Trace der Kaiser Franz Josef-Hochquellenleitung[2]) und der vorglaciale Flimser Bergsturz (Graubünden), der das Rheinthal zwischen den Flimser Maiensässen, Bonaduz und Reichenau mit Schuttmassen in einer Höhe bis zu 600 Meter verlegte[3]).

Bekanntlich wurde der vornehmlich bei Faltungen und Verwerfungen angewandte Terminus: Gleit- oder Rutschfläche (auch Trennungsfläche), seitdem den oberflächlichen Terrainverschiebungen mehr Aufmerksamkeit geschenkt wurde, auf jede Fläche ausgedehnt, auf der eine nachweisbare Verschiebung eingetreten. Bei oberflächlicher Bodenbewegung kann jedoch — abstrahirt von der allen Bewegungen gemeinsamen Grundursache der Schwerkraft — eine Fläche als Ursache derselben fungiren oder aber als Schlussresultat entstehen, wodurch wir sofort zu einer Unterscheidung kommen und erstere — als eine Fläche, auf der etwas in's Rutschen geräth — als eigentliche Rutschfläche, letztere Trennungsfläche unter Beibehaltung des bereits eingebürgerten Ausdruckes[4]) und unter Rücksichtnahme des häufigen Nebeneinanderbestehens beider Arten als secundäre Rutschfläche bezeichnen wollen.

Durch die Frage nach den Bewegungsursachen bilden sich zwei Gruppen von Erscheinungen, deren erste die durch innere Ursachen veranlassten begreift, während die zweite die durch äussere Vorgänge begründeten umfasst.

Zur Besprechung der ersten Gruppe übergehend, lassen sich die Beobachtungen unter zwei Abtheilungen summiren:

1. Bewegungen von Gebirgsmassen auf einer oder mehreren Gleitflächen, welche bereits vorhanden oder doch vorbereitet waren;
2. Bewegungen, wobei während oder unmittelbar vor denselben Trennungsflächen ohne ausgesprochenen Gleitflächencharakter (secundäre Rutschflächen) entstehen.

1. Bewegungen auf vorhandenen Flächen.

Nachdem alle in den Gebirgsmassen gebildeten Flächen von bedeutenderer Erstreckung — geringe Ausdehnung veranlasst nur allmälige Abbröcklungen oder Abstürze einzelner Trümmer oder Blöcke u. dergl. — durch Hinzutreten gewisser Bedingungen zu eigentlichen Terrainauslösungen Anlass geben können, so functioniren auch demnach

[1]) Th. Fuchs, Ueber eigenthümliche Störungen in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens und über eine selbstständige Bewegung loser Terrainmassen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst., Wien 1872.

[2]) F. Karrer, Abhandlungen d. k. k. geol. Reichsanst., IX. Bd., 1877.

[3]) A. Heim, Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung etc. 1878.

[4]) A. Heim bezeichnet zum Theil diese „weniger wichtigen Rutschflächen“. als „Verschiebungsspalten“, sobald sie die seitliche Abgrenzung zwischen bewegtem und feststehendem Boden bilden.

Schicht-, Absonderungs- und Bruchflächen und Combinationen aus diesen als Gleitflächen. Die Beschaffenheit des Gesteins und der Zustand, sowie die Lage der Flächen ist hiebei von wesentlichem Einfluss.

Schichtflächen.

Die Trennung und nachfolgende Verschiebung von Massen auf solchen Flächen zählt zu den gewöhnlichsten und häufigst auftretenden Bewegungsvorkommnissen.

Bei mehr erweichlichem oder auflöslichem Gesteine wird durch Einwirkung von Wasser eine feuchte, seifig glatte Oberflächenbildung Schichtklüfte zu Gleitflächen machen.

Was die vorwaltend zur Einflussnahme kommende sogenannte Durch- oder Undurchlässigkeit von Gebirgsgliedern betrifft, so ist hiemit die Vorstellung eines relativen Begriffes verbunden. Dem bisher üblichen, wenn auch nicht ganz correcten Sprachgebrauch entsprechend, werden Schichten, die ein geringeres Wasserdurchlassvermögen aufweisen, als ihre Ueberlagerungen, als undurchlässig — besser weniger durchlässig — bezeichnet. Es kann demzufolge ein lockerer Lehm gegenüber einem Liegendthon als durchlässig, einem Hangendschotter als undurchlässig auftreten, und wird die aus dem verschiedenen Grad der Durchdringlichkeit resultirende Differenz der Wasserquanten im ersteren Fall auf dem Thon, im zweiten auf dem Lehm zur Ansammlung und nach Umständen zum Abfluss gelangen.

Betreffs der oben erwähnten seifig schlüpfrigen Flächen bei erweichlichen Gebirgsarten sei bemerkt, dass diese in verschiedener Weise zur Geltung gelangen, und zwar nicht blos als Oberfläche einer mehr oder minder thonigen Masse, sondern auch als solcher von oft nur mit geringer Einlagerung oder Einschlämmung thoniger Massen überzogenen Schichten, die vermöge ihrer sonstigen Beschaffenheit bei ihrer directen Berührung eine sehr bedeutende Adhäsion und Reibung an den Contactstellen aufweisen, daher unter gleichen Neigungsverhältnissen weniger zu Absitzungen geneigt erscheinen. Dort, wo eine Schichtfläche durch zusitzendes Wasser allmälig zur massenverrückenden Gleitfläche wird, bewirkt die Bildung der seifig schlammigen Zwischenlage von oft kaum wahrnehmbarer Stärke einerseits eine schärfere Trennung zwischen Liegend- und Hangendschichte, anderseits eine bedeutende Verminderung der Reibung, und wird der Hangendtheil, dem Gesetze der Schwere folgend, sobald diese die Hemmnisse überwiegt, in der Fallrichtung der geneigten Schichten in's Rutschen gerathen.

Die die Bewegung verursachende Schichte braucht dem früher Gesagten zufolge eigentlich nicht förmlich undurchlässig zu sein, wie manchmal angenommen wird, sondern nur einen gewissen Grad von Aufweichbarkeit zu besitzen, damit Sickerwasser allmälig ein Schlüpfrigmachen ihrer Oberfläche hervorzubringen vermag oder aber dieselbe auf eine geringere oder grössere Tiefe in einen mehr nachgiebigen Körper verwandelt und sodann zu Trennungen in ihm Anlass gibt, auf welchen Fall noch später an anderer Stelle zurückgekommen wird. Sei beispielsweise unter einer leicht durchlassenden Lage ein kurzklüftiger (bröckliger) Schieferthon, so wird das eindringende Wasser durch die unzähligen Klüfte in letzterem fast ebenso versickern, wie

in der darüber liegenden Schichte, und dennoch tritt in vielen Fällen eine Schlüpfrigmachung ein.

Verhältnissmässig weniger durchlässige Schichten auf vollkommen durchlässigen, z. B. auf lockerem Sand, neigen zu Abgleitungen, wenn die Hangendmasse bei erweichlicher Beschaffenheit die rauhe Oberfläche der von Wasser durchzogenen Sandlage glättet, wodurch ein dem bereits Erwähnten analoger Zustand geschaffen wird.

Eine so wichtige Rolle das Wasser durch Reibungsverminderung bei aufweichbaren Gebirgsarten spielt, so gering wird dessen Bedeutung in dieser Richtung auf Schichtflächen bei gegen Wasser indifferentem Gesteine, daher auch Schichtauslösungen auf ganz oder fast trockenen Flächen eintreten; hingegen kann dasselbe hier allmälig in seiner zersetzenden Eigenschaft wirken: indem durch Lockerung oder theilweise Wegführung einzelner Strecken die aufgelagerten zum Niedergang gebracht werden, sobald die Tektonik des Gebirges dies begünstigt. Gleichen Effect erzielt die mit der mechanischen Gebirgsbildung im Zusammenhang stehende innere Zertrümmerung oder Zerrüttung einzelner oder mehrerer Schichten.

Ich beschränke mich bei der grossen Zahl von hieher gehörigen, in der geologischen und technischen Literatur niedergelegten Fällen auf ein Beispiel, auf das ich später wieder zurückkomme.

In Fig. 1, Taf. XIV[1]), ist ein entsprechender Berghang aus der Gegend der Wasserscheide bei Mehburg in Siebenbürgen mittelst Horizontalcurven in Verticalabständen von Meter zu Meter zur Darstellung gebracht, wobei die schwarzen Linien der Terrainoberfläche, die rothen einer wenig durchlässigen, unter gelbem Lehm liegenden Tegelschichte somit der Rutschfläche angehören. Zusickernde Tagwässer veranlassten die ungleichförmige, thalab gerichtete, langsame Bewegung der Lehmlage auf letzterer.

Der Curvenplan gibt zwar nicht die gebildeten, zahllosen klaffenden und geschlossenen Spalten, dafür aber ein genaues und übersichtliches, charakteristisches Bild der entstehenden, oft ganz sonderbar aussehenden äusseren Formen und die Mächtigkeit der bewegten Masse an jedem Punkt.

Absonderungsflächen.

Wenn auch im Allgemeinen alle Absonderungsformen in gleicher Weise wie Schichtungsklüfte zu Bewegungsursachen werden können, so prädestinirt die Natur doch vor Allem die plattenförmige, polyedrische und säulenförmige Absonderung hiezu.

Als Beispiele wären zu nennen die häufig senkrechte Zerklüftung von Kalk, Dolomit und Porphyrmassen, die säulenförmige Absonderung der Basalte und Trachyte.

Beim Bau der Semmeringbahn war man an der Weinzettelwand gezwungen, die ursprünglich gedachte Offenführung der Trace in eine unterirdische zu verwandeln, um den bedrohlichen Eventualitäten der häufigen Ablösungen aus dem Wege zu gehen.

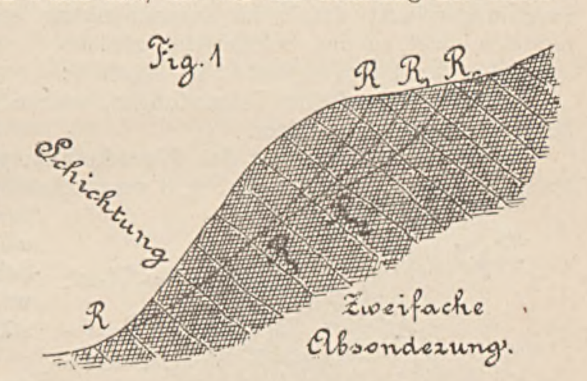
---

[1]) Gerstel, Rutschungen im Lehmgebirge. Allgemeine Bauzeitung, Jahrg. 1874.

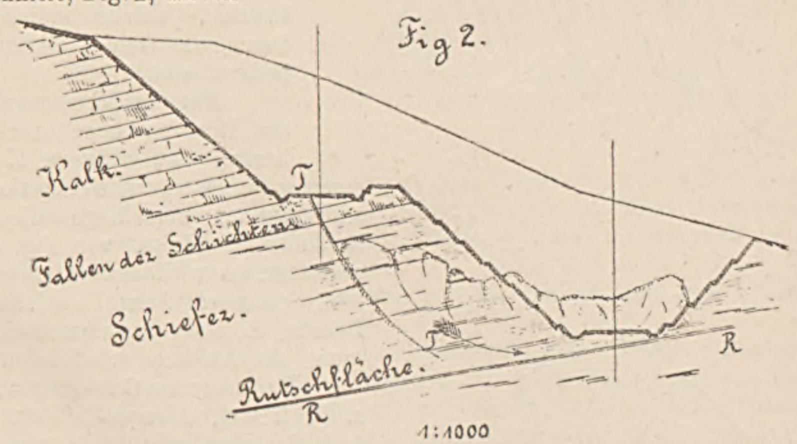
Ein Theil der Ruine Runkelstein bei Bozen fiel den Folgen der verticalen Spaltungen im Porphyr, auf dem die Ruine steht, zum Opfer.

Die periodisch wiederkehrenden Abstürze von der Calanda bei Felsberg in Graubündten haben in der fast 165 Meter mächtigen, vertical zerklüfteten Dolomitmasse mit rechtsinnigem Fallen ihren Grund [1]. Hier trennen Schicht- und Ablösungsflächen gemeinsam grössere Massen ab.

Bei kurzklüftigem Gesteine von mehr nachgiebiger Bestandmasse — wie z. B. an den Schieferthonen und Mergeln der Bahnstrecke Palota-Lupkow beobachtet wurde — bildet sich die Rutschfläche *R R*, Fig. 1 in einer concaven Form aus, die von der Richtung der Absonderungen abweichend auftritt, obwohl die einzelnen kleinen Flächenelemente derselben thätigen Antheil nehmend die Gleitfläche zusammensetzen, durch die abgehende Masse aber eine Abreibung oder Ausfüllung der Unebenheiten bedingt war.



Die beiden übereinander liegenden Einschnitte, Fig. 2, am Nirgelsberg [2]) gehören dem Buntsandstein an und lag der obere vorwiegend im Kalk, der untere in den rothen Schiefern mit Thoneinlagen von wenigen Centimetern Stärke. Der untere Einschnitt war fast voll-



---

[1]) In den eingangs erwähnten Abhandlungen von Dr. A. Baltzer und A. Heim.

[2]) Bolte: Die Rutschungen an der Bebra-Hanauer Eisenbahn. Zeitschrift für Bauwesen von Erbkam 1871.

ständig, der obere auf durchschnittlich $2^1/_2$ Meter über der Sohle ausgehoben, als sich an der bergseitigen Dossirung des untern und in der Sohle des obern Einschnittes im Kalk feine Risse zeigten und nach kurzer Zeit ein grosser Theil der Böschung auf *T T* zur Ablösung kam.

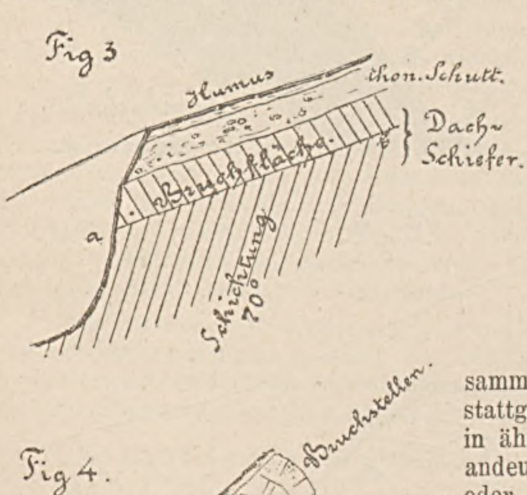
Bruchflächen.

Die je nach localen Verhältnissen mehr oder minder zahlreich auftretenden kleineren und grösseren Bruchflächen werden, sobald Gleichgewichtsstörungen eintreten, ebenso wie Schicht- und Absonderungsklüfte functioniren, und zwar um so leichter, da dieselben häufig entweder mit einem feinen Zerreibungsproduct (Thon) oder Einschlämmungen bedeckt erscheinen und überdies auf den Flächen Wasseransammlungen und damit im Zusammenhang stehende Zersetzung des Gesteins nicht zu den Seltenheiten zählen.

Als Bruchflächen kämen zu erörtern:

1. Grosse, primäre Verwerfungen, welche mit der Gebirgsbildung im Zusammenhange stehen.

Für diesen Fall steht das folgende Exempel aus einem Schieferbruch zu Gebote. Beistehende Fig. 3 veranschaulicht eine als Rutschfläche functionirende Bruchfläche *a b* aus dem devonischen Schiefer Mährens, die ohne weitere Erklärung verständlich erscheint.



2. Gesprungene Falten und überhaupt alle Brüche, welche indirect durch die Gebirgsbildung bedingt sind.

Hat bei Faltungen ein Brechen ohne nachherige, den frühern Zusammenhang ersetzende Secretion stattgefunden und liegen diese in ähnlicher Weise, wie Fig. 4 andeutet, so wird eine kleinere oder grössere Anzahl solcher Brüche in ihrer Zusammenwirkung ein Ablösen ermöglichen.

Bei manchen Gebirgsarten, z. B. Thon-, Mergel-Schiefern und Schieferthonen tritt nebst einer sehr verworrenen Lagerung eine förmliche Zerrüttung des Gesteines auf; zahlreiche kleine Brüche durchsetzen die wirre Masse, so dass kleinere und grössere Theile zur Abtrennung gelangen können.

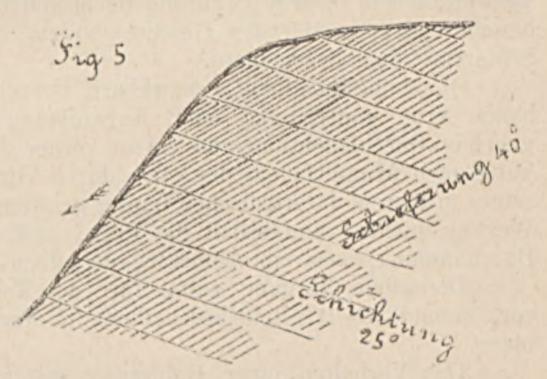
In den Böschungen der Mergelschiefer-Einschnitte der Strecke Lupkow-Palota, wo starke Faltungen mit klaffenden Brüchen in den

eingelagerten Sandsteinen vorkamen, rutschten ganze Nester aus, da der ganzen gefalteten Masse jeder Zusammenhang fehlte.

Ein hieher gehöriges Beispiel sind die Absitzungen im Voreinschnitt und Tunnel am Unterstein auf der Gisela-Bahn[1]). Die durchbrochene Gebirgsnase besteht aus widersinnig verflächenden krystallinischen Schiefern, und zwar vorherrschend Talkschiefer mit theilweisen Uebergängen in Thonschiefer mit „Trennungsflächen, welche in einer Schichte seltener durch mehrere Schichtungsglieder hindurchgreifen“ [2]) und welche ebene Flächen bildeten. Durch Ursachen, auf die noch später zurückgekommen wird, erfolgte ein successives Abtrennen der einzelnen Schichten nach diesen Trennungsflächen, welcher Vorgang langsam von unten nach oben weitergriff, so den ganzen Gebirgstheil lockerte und zum Niedersturz brachte.

Es soll noch einer Ablösungsform gedacht werden, die sich wohl am besten hier anreiht: es ist dies die transversale Schieferung.

In den Schiefergebirgen Nordost-Mährens und Schlesiens zeigen sich z. B. die Schieferungsflächen zu Thal geneigt (Fig. 5) und werden zu Rutschlassen, wenn das Aneinanderhaften vieler solcher zusammenhängender Flächen aufgehoben und dadurch die bereits bei den Schichtklüften erwähnten Bedingungen der Gleichgewichtsstörung gegeben sind.



Auf der St. Gotthard-Bahnstrecke Varenzo-Prato im Tessin-Thal tritt auf der linken Thalseite neben der Parallelstructur des Gneisses noch eine thalwärts fallende, falsche Schieferung auf, der zufolge am Monte Piottino zeitweise Auslösungen vorkommen [3]). Man ist deshalb beim Bahnbau der bedrohten Stelle ausgewichen.

3. Alte Gleitflächen, auf welchen in früherer Zeit eine Bewegung statthatte.

Es begreift dieser Abschnitt sämmtliche vorweg behandelten, sowie auch die erst im Nachfolgenden zu erörternden Flächen in sich, sobald einmal eine Verschiebung der Massen stattgefunden hat, mit andern Worten: anscheinend neu auftretende Bruchflächen sind häufig nichts anderes als ältere Rutschflächen.

Die durch Erosion der Gewässer der Thalwege an den Gehängen zur Folge gehabten zahlreichen Brüche, Schichtauslösungen u. s. w. bedürfen oft nur des geringsten Anlasses, um neuerdings nach längerer

[1]) C. J. Wagner: Die geologischen Verhältnisse des Tunnels am Unterstein. Jahrbuch der k. k. geol. R.-A. 1879, pag. 493.

[2]) Die gleiche Abhandlung pag. 521.

[3]) W. Hellwag: Die Bahnaxe und das Längenprofil der Gotthardbahn. Zürich 1876.

oder kürzerer Pause in Action zu treten. In einem solchen Zustande befinden sich z. B. die schon eingangs erwähnten älteren Rutschungen längs der Bahnstrecke Lupkow-Palota.

2. Bewegungen ohne eigentliche Rutschflächen.

Während die unter 1. behandelten Flächen als ausschlaggebende Ursachen von Verschiebungen functioniren, sind die hier zu erörternden als Resultate von solchen, also als Wirkungen zu betrachten, mithin als eigentliche Bruch- und secundäre Rutschflächen.

Gewisse Gesteinsarten sind von solcher Beschaffenheit, dass sie von Wasser mehr oder minder durchzogen, allmälig das Vermögen verlieren, in der vorhandenen äusseren Form ihr neues Eigengewicht zu tragen und durch ein breiiges Fliessen der sich bildenden Schlammmasse einen neuen Gleichgewichtszustand anstreben. Solche recente Schlammströme unterscheiden sich äusserlich durch den Mangel der Vegetation auf ihrer fortwährend wechselnden Oberfläche von den meist bewachsenen, wandernden Gehängschollen, die man bisher auch als Schlammströme bezeichnete.

Ohne oberflächliche bemerkbare Ursache entsteht an einem Gehänge eine Auftreibung oder Aufwulstung durch allmälig vor sich gehende Durchfeuchtung von einem vorher nicht an dieser Stelle aufgetretenen Wasserfaden, der etwa durch Verschlämmung oder Einsturz seines früheren unterirdischen Laufes gezwungen war, sich diesen neuen Weg zu suchen, und erhält die Masse endlich einen solchen Grad von Durchnässung, dass ein Abfliessen derselben stattfinden muss.

Denselben Vorgang rufen auch am Tag laufende Gewässer hervor, sobald die Gesteinsbeschaffenheit eine diesfallsige Begünstigung bietet.

Das Verhalten einer Gebirgsart gegen Wasser ist für die Möglichkeit einer Schlammstrombildung Ausschlag gebend. Manche Gesteine erhalten erst durch mechanische Mengung mit anderen die Fähigkeit des Ausfliessens. Schutt, Schotter und mancher Sand zum Exempel werden erst durch thonige Beisätze zu diesen Arten gezählt werden dürfen.

Die Schutt-Bewegung bei Bilten, Canton Glarus, im Jahre 1868 z. B. zählt hieher. Durch eingedrungenes Schmelzwasser einer Lawine wurden die losen Massen eines ausgefüllten Thälchens so durchtränkt, dass sie endlich als Brei abwärtsflossen und über eine 100 Meter hohe Nagelfluhwand in's Thal stürzten.

Manchmal spielen nach begonnenen Bewegungen ausser den inneren Quellen auch noch oberflächlich erodirende und überströmende Wässer eine hervorragende Rolle, indem sie die mannigfach zerrissenen und getrennten Massen mit einem Ueberschuss an Feuchtigkeit versehen, wodurch Schlammmassen entstehen, die sodann mit mehr oder minder grosser Geschwindigkeit thalab gerissen werden. Bei plötzlichen Wasseransammlungen finden Murgänge der verheerendsten Art statt, und wird z. B. durch den Schlammstrom am linken Ufer der Gader unterhalb St. Leonhard (Enneberg) zeitweilig ein völliges

Absperren des Thales und dadurch ein Aufstau des Baches und Geschiebes und endlich wieder ein Durchriss des ersteren bewirkt, was sich sehr gut an den Schotterterrassen, die daselbst in fortwährender Bildung und Denudation begriffen sind, ersehen lässt.

Der oberhalb Contrin im Buchensteinerthale die ganze Thalbreite ausfüllende Schlammstrom wird von einem Wildbach nicht nur seitlich angenagt, sondern auch zum Theil überfluthet und war im Mai 1880 beim Besuche desselben durch den Verfasser auf grosse Strecken zufolge totaler Erweichung gar nicht betretbar.

Die Wirkung des Wassers auf einzelne Felsarten zeigt sich im Laufe grosser Zeiträume in Folge der ihm innewohnenden absorbirenden, auflösenden und auslaugenden Kraft auch noch auf eine andere, als die vorhin genannte Weise, indem Bestandtheile durch das eindringende Tagwasser gelöst und abgeführt werden, wodurch nebst einer Volumsverminderung unter gewissen Voraussetzungen einerseits eine theilweise Cohärenzaufhebung im Gesteine, andererseits eine Formänderung eintreten muss.

War die vorherige Neigung des Terrains seinem Gleichgewicht entsprechend, so wird hernach, wenn eine geringere Cohäsion und Reibung zwischen den einzelnen Theilchen der Massen eintritt, der Ruhe- oder Gleichgewichts-Winkel ein kleinerer werden, das heisst eine von der jeweiligen Beschaffenheitsänderung der Gesteinsmasse bedingte Böschungsverflachung vor sich gehen müssen. Die Wirkung dieser Vorgangsweise wird durch chemische Processe, durch die Agentien der Verwitterung, unter Umständen gewiss auch durch ehemalige Dislocationserscheinungen noch weiter potenzirt, und so macht sich eine zwar langsame aber stetig fortschreitende Veränderung mit nachfolgender Bewegung in den Massen bemerkbar; ausserdem können noch mehr oder weniger die in den vorhergehenden Abschnitten angeführten Erscheinungen hinzutreten und die Charakteristik solcher langsam wandernder Gehänge vervollständigen.

Eine eigentliche Gleitfläche existirt nach dem Gesagten ursprünglich nicht, obgleich hier analog anderen Bewegungsarten einzelne kleinere und grössere Massen in Folge Trennung von der Unterlage und gegenseitigen Aneinderreibung bei ihrer meist mehr oder weniger thonigen oder mergeligen Beschaffenheit schalenartige, glänzende Spiegel aufweisen, an deren Weiterausbildung, z. B. Glättung, sodann innere Wässer kräftigen Antheil nehmen. Einzelne oder mehrere solcher zu einem zusammenhängenden Ganzen vereinigte, bereits in der Einleitung als secundär bezeichnete Rutschflächen — besser Trennungs- und Frictionsflächen — bilden sodann in einer nachfolgenden Periode als vorhandene Absitzflächen die Grundlage neuer oder, richtiger gesagt, fortgesetzter Bewegungen.

Die Tuffsandsteine und Mergel der Gegend von St. Cassian unterliegen einer Zersetzung, deren Product eine viel geringere Maximalböschung als die vorhandene Oberfläche verträgt, daher auch die Thalwände daselbst in Bewegung geriethen [1]). Die durch die erste Bewegung

[1]) E. v. Mojsisovics. Dolomitriffe Südtirols, pag. 242.

entstandenen Trennungsflächen, sowie die fortschreitende Zersetzung functioniren nun weiter.

Die zunächst der Lupkower Wasserscheide in den Karpathen vorkommenden Schieferletten und Thone der Amphisylenschiefer haben seit ihrer Entblössung in allmäligem Abrutschen ihren Gleichgewichtswinkel zu erreichen gesucht. Es zeigte sich in einem Schacht unter einer 2 bis 3 Meter starken Lehmlage der gewöhnliche dort vorkommende Schiefer, der plötzlich im fünften Tiefenmeter auf einer Humuslage, in welcher Birkenstämme lagen, aufhörte; darunter befand sich sodann erst — wenigstens anscheinend — der unbewegt gebliebene Schiefer [1]).

Gehängbewegungen in solchem Gesteine erstrecken sich zumeist auf eine in den wenigsten Fällen bekannte, leicht bestimmbare oder voraussichtliche Tiefe, während sich mit Gleitflächen verbundene Störungen meist auf eine gewisse leichter constatirbare Grenze, nämlich bis auf die tiefstliegende oder tiefstmögliche Rutschfläche beschränken [2]).

Unwillkürlich kommt man in die Lage, sich zu fragen, worin denn eigentlich bei fast gleichen oder ähnlichen Gesteinsarten in diesem Falle früher oder jetzt Bewegung eingetreten und in jenem von einer solchen überhaupt keine Spur sich zeigt? Der petrographisch ziemlich ähnliche Charakter der wandernden und mit geringer Verflächung ausgestatteten Hänge bei Ampezzo, Alpe Prelongei, Corvara etc. — den Wengener Schichten angehörig — und theilweise der unter 35 bis 45 Grad Böschungswinkel aus dem Thal aufsteigenden zumeist ruhigen Lehnen der Partnach-Schiefer in Vorarlberg lässt sich nicht verkennen, und doch ist im ersteren Falle ein stetes Fortschreiten und im letzteren im grossen Ganzen eine ungestörte Ruhe bemerkbar. Die mehr oder weniger mergelig thonig gewordenen Verwitterungsproducte der ersteren Localität lagern auf ihrem verhältnissmässig gering durchlässigen Muttergestein, und kommt daher ein Theil der Atmosphärwässer auf diesem zum Abfluss, wodurch weitere Glättungen der alten secundären Rutschungen stattfinden, die ein Absinken befördern.

Die steilen Hänge des zweiten Vorkommens bergen unmittelbar unter einer schützenden Rasendecke die bereits fast zu lockerem Lehm gewordenen Zersetzungsproducte der Mergelschiefer; jene gehen jedoch nach unten in einer Tiefe von 3—7 Meter in die griffelartig bröckligen, jedoch im Uebrigen noch ziemlich unzersetzt gebliebenen, zum Theil etwas zusammengekitteten Schieferfragmente über, zwischen denen zahlreiche Hohlräume vorhanden, und die ausserdem an ihren Oberflächen nicht so weit angegriffen sind, dass eine Schlüpfrigmachung oder Erweichung eingetreten, somit ein Abrutschen des Hangenden oder der Masse selbst hiedurch bedingt wäre. Hie und da in diesen Landstrichen auftretende, bereits bewachsene oder jüngere Schlammströme in beschränkten Dimensionen finden in den obersten thonigen Schichten durch ausbrechende Wässer ihre Entstehung.

[1]) Confr. des Verfasser's Abhandlung: Die Rutschungen auf der Theilstrecke Mezö-Laborcz — Lupkow, pag. 204, in Tiefenbacher's: Rutschungen etc. Wien 1880.

[2]) Entwässerungen in solchem Terrain, soweit sie nicht cohäsionsfördernd wirken, sind nutzlos, da nicht das Wasser, sondern die eigenthümliche Beschaffenheit des Gesteins Bewegungsursache ist.

Hiemit wären die durch innere Ursachen bedingten Gleichgewichtsstörungen zum Schlusse gebracht. Die Behandlung der zweiten Gruppe, welche die äusseren Bewegungsursachen umfasst — wobei selbstredend das Zugegensein der berührten inneren Ursachen nicht ausgeschlossen ist, sondern z meist die Bewegung fördert — gliedert sich in:

Herbeiführung von Bewegungen durch:

1. Entfernung stützender Massen.
2. Vergrösserung der Belastung.
3. Aussergewöhnliche Ursachen.

Den Erörterungen hierüber wird sich sodann die Besprechung einiger ungewöhnlicher Erscheinungen, sowie der Folgen oberflächlicher Bodenbewegungen anschliessen.

I. Herbeiführung von Bodenbewegungen durch Entfernung stützender Massen.

Wenn Flächen im Innern der Gebirge dem Thale flacher zufallen, als die äussere Begrenzung des Hanges, so treten die in der ersten Gruppe besprochenen Erscheinungen ein. Anders verhält sich die Sache, wenn diese Rutschflächen nicht mehr im Thale ausstreichen, mithin die einzelnen Tafeln oder Rutschkörper gestützt erscheinen; hier bedarf es in der Regel noch anderer, als der bereits erwähnten Verhältnisse, um Gleichgewichtsänderungen herbeizuführen. Wie leicht ersichtlich, wirkt die Stützung bei plastischen Massen nicht über ein gewisses Mass hinaus, welches eine Function der Ductilität derselben ist. Z. B. im Thal fussende Lehmschichten reichen bis zu bestimmter Höhe ungestört am Hang hinauf, während andere Theile von oben bereits darüber hinweggleiten.

Bei wenig plastischen Gebirgsmassen wirkt jedoch die Stützung in mehr oder minder ausgezeichnetem Masse, so dass durch theilweise Entfernung der Stützen Gehängbewegungen eintreten.

Als der mächtigste äussere Motor wirkt die Erosion.

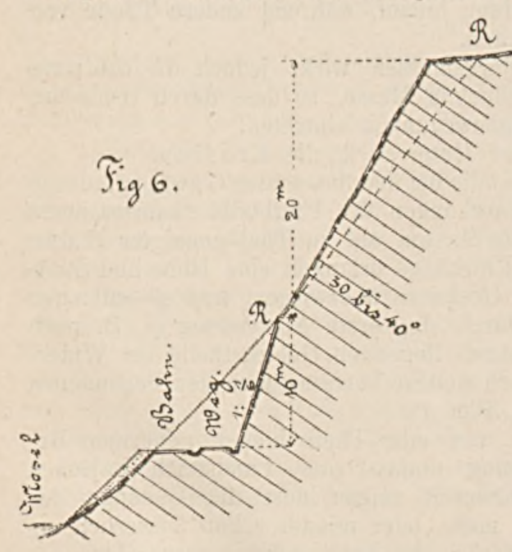
Bekannt sind die Vorgänge, die bei den fliessenden Gewässern durch Sohlenvertiefungen und Unterwaschungen der Uferborde Deformationen in letzteren erzeugen: Begrenzte Massen auf zu Thal geneigter Fläche verlieren ihre Stütze oder die Uferhänge erlangen eine Höhe und Steilheit, welche die Cohärenz des Gesteines überwiegen, und es entstehen Absinkungen und Brüche. Durch die erste Abtrennung (z. B. nach *RR*, Fig. 1) verlieren die dahinter liegenden Gebirgstheile ihr Widerlager und folgen gewöhnlich noch weitere Terrainstücke der begonnenen Bewegung (R_1 R_1 und R_2 R_2, Fig. 1).

Einen grösseren Complex von zum Theil hieher gehörigen Bewegungen durch Erosionswirkung umfasst der Landstrich zwischen Homonna und Lupkow. Stundenweit zeigen dort die Gehänge der Haupt- und Nebenthäler die mehr oder minder schon äusserlich erkennbaren Spuren bereits temporär zur Ruhe gekommener oder noch nachweisbarer Bewegung, so dass der Beobachter förmlich zur Ansicht hingedrängt wird, in solchem Gebirge die Bewegungen als Regel und unverändert ruhig gebliebene Stellen als Ausnahmen anzusehen.

Zahlreiche grössere und kleinere Wasserläufe, tief in die Hänge eingerissen, haben die beiderseitigen Uferborde zum Niedersinken gebracht, die Rutschflächen im Innern bergend, und hat der Verlauf der Zeiten oberflächlich die Risse und Steilränder zum Theil nivellirt. Die von solchen Flächen durchzogenen Seitenwände gestatten den partiellen Eintritt der Bachwässer, und es bedurfte bei den dortigen Eisenbahnbauten oft nur eines geringfügigen Anlasses, z. B. Aushub eines kleinen Fundamentes, um die nur einigermassen zur Ruhe gekommene Bodenmasse neuerdings in Bewegung zu bringen.

Die Entfernung stützender Massen erfolgt auch durch Lösung. So erklärt sich M. Stapff[1] durch die theilweise Wegführung von im Liegenden vorhandenen Anhydrit und Gyps die Umbiegung und Abgleitung der am Thalgehänge ausstreichenden Schichten am Südportale des Gotthardtunnels, welcher Vorgang durch die im Glimmerschiefer nach zwei Richtungen auftretende Klüftung erleichtert wurde.

Als die Erosion ersetzend wirken künstliche Entfernungen von Massen, also z. B. Anlage von Steinbrüchen, Einschnitten und Tunnels. Durch Anlage des schon einmal erwähnten Doppeleinschnittes am Nirgelsberg, Fig. 2, kam ein grosser Theil der Böschung nach *T T* zur Abtrennung und verschob sich auf der Thonlage *R R* in der Richtung des angedeuteten Pfeiles. Hier kam nicht blos die Gesteinsablösung, sondern auch die Schichtfläche *R R* zur Wirkung. Reichlich zuströmende Wassermengen, besonders durch die mit den Arbeiten im Zusammenhange stehende Lockerung des Gebirges erfolgte allmählige Senkung der ehemals höher zum unschädlichen Abfluss gelangten Quellen bis auf die Schiefermassen und Rutschfläche *R R* hatten hervorragenden Antheil an der erfolgten Ablösung.



Die Katastrophe am Unterstein (siehe oben) trat durch Inangriffnahme der Arbeiten an den Tunneleingängen und im Tunnel selbst ein, der Elmer Bergsturz durch die Schieferausbeute am Fusse der Abbruchstelle.

Ein hieher gehöriges Ereigniss ist der Bergbruch bei Gondorf an der Moselbahn[2]). Das aus Grauwacke und Quarzit mit Thonschiefereinlagerungen bestehende Gebirge mit widersinnig 30 bis 40° einfallenden Schichten (Fig. 6) wurde durch Erstellung des Anschnittes für Bahn und Weg mit $^1/_6$füssiger

[1]) Dr. F. M. Stapff: Generelles geologisches Profil in der Ebene des Gotthardtunnels. Zürich 1880.

[2]) Deutsche Bauzeitung, Jahrgg. 1879, pag. 452.

Böschungsanlage derart gelockert, dass nach einem Jahre ein Absturz des oberen Theiles von 2—300 Cubikmeter nach *RR* eintrat und noch weitere Risse sich im stehengebliebenen Gebirge zeigten.

Schliesslich wäre noch der Absitzungen an See-Ufern nach Abfluss des Wassers zu gedenken. Durch Tieferlegung des Wasserspiegels am Bieler See ereignete sich im Jahre 1874 bei Bipschal am westlichen Ufer zwischen Neuveville und Douanne ein Absturz, der 50 Ar Weinberge und ein Haus zerstörte. Die Erosionen an den Ufern des Murtener See's unterhalb des Dorfes Vallmond werden auch erst seit dem Fallen des Seespiegels um 1·5 Meter beobachtet[1]).

2. Herbeiführung von Bodenbewegungen durch grössere Belastung.

Im Vorhergehenden war die Beanspruchung des Terrains eine derartige, dass entweder die Reibung in den Kluftflächen oder die Cohäsion des Materials durch die eigene Last, also durch Zug überwogen wird und ein Abreissen erfolgt. Dieselben Resultate ergeben sich auch bei der Inanspruchnahme von Terrain durch Druck.

So werden wenig cohärente Massen durch Belastung auf eine von dessen Grösse abhängige Tiefe anfänglich zusammengedrückt, und der dadurch entstehende Körper von grösserer Dichte und Schwere durch Zunahme der Belastung vom unterlagernden Massiv in einer mehr oder weniger glatt werdenden Fläche abgeschoben.

Abgesehen von Gesteinen, die schon überhaupt durch ihre Beschaffenheit einer Uebertragung schwer Stand halten, wie z. B. einzelne Schichten, die durch vorgeschrittenen Verwitterungs- und Zersetzungsprocess gelockert zwischen festeren lagern, loser Sand oder rolliger Schutt werden andere, z. B. manche Thone, erst durch fortschreitende und in immer grössere Tiefen eindringende Durchnässung zu einer nachgiebigen Masse, die unter einer natürlichen oder künstlichen Belastung auszuweichen trachten wird. Bergstürze, Schuttmassen oder künstliche Erdwerke, die auf solche nachgiebige Massen gerathen, ergeben Beispiele von Verdrückungen.

Ende December 1879 stürzte am Vitznauerstock am Vierwaldstättersee von einer steilen Kalkwand eine abgeklüftete Partie auf eine sumpfige, thonreiche Schuttterrasse, dieselbe zum Abrutschen bringend. Im Weiteren stürzte sodann die Masse über eine kleine Wand in das Gerinne des Vitznauerbaches, dessen gestaute Gewässer die Massen als Murgang bis in den See brachten.

Die Bewegungen in den Gehängen ob Brienz, Canton Graubündten, die im Jahre 1878 bemerkbar wurden, dürften auch hieher zu zählen sein. Die weiche Bündtnerschiefer-Unterlage wich unter der Last der aufgelagerten Dolomite[2]). Im gewissen Sinne gehört die Schlusserscheinung beim Elmer Bergsturz hieher, nämlich das Abgleiten der bereits abgebrochenen und in die Thalsohle gerathenen Massen

[1]) Bull. de la société Voudoise 1880, XVII.

[2]) A. Heim: Ueber Bergstürze. Zürich 1882.

sammt der Ackerkrume des Thales. Ebenso ist das Abgleiten von Deltas der zunehmenden Last durch neu aufgebrachte Massen zuzuschreiben.

Bei Herstellung von Anschüttungen — die immer eine ungleichförmige Belastung der Unterlage bewirken — auf der Theilstrecke Lupkow-Palota der ersten ungar.-galiz. Eisenbahn wich die oberste Terrainlage, nämlich lockerer Lehm, bis zu zwei Meter Stärke auf der unter diesem liegenden Tegelschichte aus. Nach Abhebung des Lehms und Fundirung der Anschüttung in den Tegel rutschte dieser wieder vom unterlagernden Schiefer ab; hiebei waren häufig keine strengen Schichtenunterscheidungen möglich, sondern ein allmäliger Uebergang einer Gesteinsart in die andere.

Conform dem Auftreten mehrerer Gleitflächen im ersten Abschnitt ergeben sich auch hier nicht blos einzelne, sondern manchmal mehrere durch variablen Druck successive hervorgerufene Trennungen übereinander in Verticaldistanzen von wenigen Centimetern bis zu mehreren Metern.

Auf der gleichen Theilstrecke wie früher war durch eine Anschüttung wenig tragfähiges Terrain in's Aufrollen gerathen. Die durch Wochen in der immer wieder entstehenden Lücke aufgebrachten neuen Schüttungsmassen nahmen stets wieder die anfängliche Bewegung an. Die in der nun sistirten Anschüttung vorgenommene Abteufung eines Sondirschachtes ergab eine ganze Reihe übereinander liegender Spiegel in den anstehend gewesenen Lehmmassen. Der in Fig. 7 I schematisch dargestellten Absitzung folgte der in II veranschaulichte Process: Durch abermalige Aufbringung einer Last schob sich ein Theil der bewegten Masse in einer neu entstehenden Trennungsfläche über das weiter unten oder tiefer liegende, zum Theil vielleicht schon langsamer im Fortschreiten begriffene Fragment. Durch fortgesetzte Nachschüttung wiederholt sich der Vorgang mehrmals und die Abteufung eines Schachtes in A Fig. 7 II erschliesst sodann die besprochenen Flächen.

Nach der Absitzung eines Dammes im Hainbachthal [1] wurde eine Gleitfläche 2 Meter tief in der auf dem Schiefer — der obersten

[1] Bolte: Rutschungen an der Bebra-Hanauer Eisenbahn.

Abtheilung der Buntsandsteinformation angehörig — liegenden zusammengedrückten, weichen Thonmasse und eine zweite auf dem Schiefer selbst in einer Tiefe von 3—4 Meter constatirt.

Solche meist den weniger cohärenten Gesteinsarten in ausgezeichnetstem Masse eigenthümlichen Verhältnisse erhalten durch die bei aufgeschütteten Erdwerken vorkommenden Absitzungen eine weitere lehrreiche Illustration: Besteht das Schüttmateriale aus nachgiebigem oder wenigstens oberflächlich erweichbarem Gestein, wie z. B. Schieferthon, einzelne Mergel, so wird durch eindringende Tagwässer die ohnehin geringe „Häsion" [1]) und Reibung der einzelnen Theilchen noch geringer und veranlasst bei einer nicht flach genug angelegten Böschung Abtrennungen, indem die tiefer liegenden Massen durch die über ihnen befindlichen anfänglich zusammengepresst, bei zunehmender Belastung oder aber fortschreitender Durchfeuchtung aus dem herzustellenden Erdkörper herausgedrückt werden, wodurch die hangenden Massen ihres Lagers beraubt, der Bewegung folgend, zum Abbruche gelangen. Bei zunehmender Durchfeuchtung wird ein dem schon früher erwähnten analoges Ausfliessen die Schuttmassen zum Theil in Brei verwandeln.

Die Abminderung der Cohäsion der Gesteinsarten als integrirender Factor für die Neigung derselben zu Bewegungen ist von mancherlei Umständen abhängig, vor Allem vom Verhalten des Gesteins im Ganzen oder seiner Fragmente gegen die Atmosphärilien oder von hinzukommenden Beimengungen, wie Aehnliches bereits bei den Schlammströmen besprochen wurde. An und für sich zu Bewegungen wenig geneigter Granitgrus, Schutt u. s. w. wird durch nur geringe thonige Beisätze, die die Oberflächen der einzelnen Theilchen oder Trümmer bei gleichzeitiger Nässe schlüpfrig machen, zu leicht beweglichem Gebirge.

Wenn dennoch natürliche Schuttanhäufungen oder künstliche Anschüttungen z. B. von einzelnen Mergelarten ohne eintretende Absitzungen unter Neigungswinkeln gegen den Horizont bestehen, wo andere Arten bereits in Bewegung gerathen, so liegt dies häufig darin, weil die Masse noch früher einen gewissen Grad der Ruhe und Consolidirung erreicht hat, bevor die auflösende Kraft der Tagwässer auf die einzelnen Bruchstückchen eine solche war, dass die Oberfläche erweicht und die Reibung geringer wurde, die mittlerweile vor sich gegangene Setzung oder Sackung sammt der damit verbundenen bedeutenden Festlagerung lässt die geringere Reibung nicht mehr zur Aeusserung gelangen.

Regengüsse von längerer oder kürzerer Dauer oder innere Quellungen wirken nicht selten als lastvergrössernd [2]) und dadurch bodenbewegend.

3. Bodenbewegungen durch besondere Ursachen.

Hieher wären zu zählen vor Allem die Erdbeben. So wird der gewaltige Bergsturz an der Südseite des Dobratsch am 25. Jänner 1348,

[1]) Confr. E. Reyer: Bewegungen in losen Massen. Jahrbuch der k. k. geol. Reichs-Anstalt. Jahrgang 1881.

[2]) Confr. z. B. C. Scheidtenberger: Schluchtübersetzung bei Ober-Lesecce auf der Karstbahn. Zeitschrift des österr. Ing.- und Arch.-V. Jg. 1873.

der theilweise Einsturz der Lomnitzer-Spitze in den Karpathen, die vielen Bergstürze in Calabrien 1783 u. s. w. [1]) den gleichzeitig aufgetretenen Erdbeben zugeschrieben.

Einer weiteren Ursache: der inneren Spannungen im Gebirge erwähnen Baltzer und Heim, doch fehlen bisher noch diesbezügliche sichere Beobachtungen.

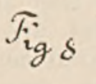
Inwieweit endlich mit der Gebirgsbildung im Zusammenhang stehende Dislocationserscheinungen und der dadurch hervorgebrachten Aufrichtung und Entblössung von Gebirgsmassen Bewegungen erzeugten, liegt ausser dem Umfange dieser Schrift.

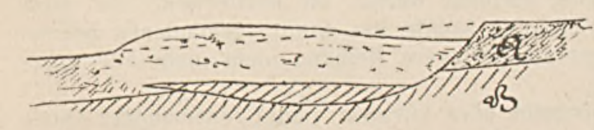
Aussergewöhnliche Erscheinungen.

Abtrennung von Fragmenten aus dem Liegenden.

Jede noch unvollendete Thalbildung weist Bewegungen in den Gehängen auf, während fertige Thäler nicht selten Erscheinungen zeigen, die auf früher stattgehabte Verschiebungen bis zur Gleichgewichtslage deuten. Die von Th. Fuchs [2]) in der Umgebung von Wien gemachten Beobachtungen in bereits ruhigem Terrain werfen, mit den in Rede stehenden Vorkommnissen verglichen, mancherlei Streiflichter auf dieselben, d. h. die dort in vielen Beispielen angeführten Erscheinungen entsprechen in ihrem Wesen den noch jetzt allenthalben auftretenden Störungen in der oberen Erdkruste. Es hat sich in vielen diesen Fällen die Bewegung des verschobenen Terrains auch auf eine gewisse Tiefe in die unterlagernde, wasserführende Schichte erstreckt und zeigt den zum Theil erweichten Tegel in langen, mannigfach gekrümmten, zungenförmigen Fortsätzen in die bewegten Massen hinein.

Aehnliche Abtrennungen von Fragmenten aus dem Liegenden wurden in den abrutschenden Bodentheilen beim Bau der Kronstadt-Tomöser Eisenbahn beobachtet, und zwar wie aus der beigegebenen Fig. 8 ersichtlich, hat die aus gelbem Lehm mit Sandeinlagerungen bestehende Schichte A die Liegendschichte B von blauem Thon mit zum Ausweichen gebracht. Auch C. J. Wagner [3]) erwähnt des Mitreissens von krystallinischem Schiefer am Untergrund und seitlich von abgehenden Geschiebemassen und Schlammströmen.





Der gleitende Berghang, Fig. 3, Taf. XIV, von gleichen Gesteinsarten und in gleicher Darstellung wie Fig. 1, Taf. XIV, zeigt in *AB* eine auffallende und von der eben citirten Figur abweichende Ausbildung

[1]) Dr. Rud. Hoernes: Die Veränderungen der Gebirge und ihre Beobachtung. Jahrbuch des österr. Touristen-Clubs. XII.

[2]) Am bereits citirten Orte.

[3]) Am bereits citirten Orte, pag. 510.

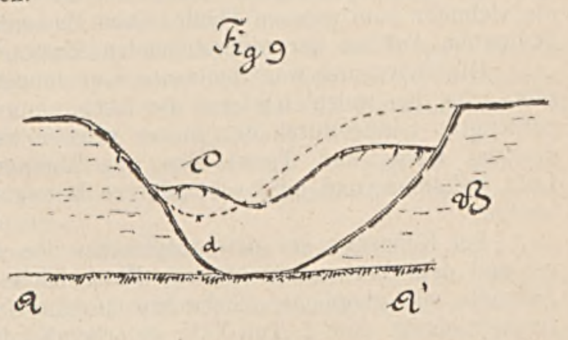
der Tegeloberfläche, die in der Thatsache motivirt liegt, dass die wasserführende Schichte im Terrainabschnitt *AB* selbst bis auf eine gewisse Tiefe in plattenförmige Abschälungen getrennt der thalwärtigen Bewegung der auflagernden ziemlich mächtigen Masse gefolgt ist, sei nun diese Sonderung in ähnlicher Art, wie in Fig. 8, durch förmliches Mitreissen des Liegenden oder durch einseitigen Druck begründet, der sehr wohl gedacht werden kann, wenn jene Fälle in Berücksichtigung gezogen werden, welche eine zuweilen einseitige Lastvergrösserung auf die Unterlage bewirken können. Abreissen einzelner Bodentheile im Hangenden, Eindringen und Versacken von Wasser in den Rissen, theilweise Vollsaugung der Auflagerung mit Feuchtigkeit und hiedurch nach längerer Zeit verursachte weitere Erweichung des bisher unbewegt gewesenen Liegenden, die neuerliche Trennungen ermöglicht.

Theilweise Auftreibungen des Terrains.

Schon bei Fig. 8 ist im untern Theil der abgetrennten Masse nebst der thalseitigen Verschiebung eine kleine Hebung über das frühere Terrainsniveau zwar wenig, aber doch bemerkbar; nicht zu selten ergeben sich jedoch ähnliche Bewegungen in grösserem Masse.

Bei näherer Betrachtung der Fig. 1, Taf. XIV ist in die Augen fallend, dass die unterirdischen Mulden *CD* u. *EF* der Tegelfläche durch Hügelbildungen an der Terrainoberfläche bedeckt erscheinen, und können diese dadurch erklärt werden, dass die beiderseits einer solchen Mulde befindlichen Massen derselben zustreben und durch den resultirenden Druck ein Stauen oder Heben der in der Mulde liegenden tieferen Theile veranlassen.

Dieser Auftrieb hat sich auch bei Erd- und Tunnel-Bauten gezeigt. Auf einer wenig durchlässigen Lage *AA'*, Fig. 9, auf der die eingedrungenen Niederschläge grösstentheils zum Abflusse gelangen, sei die erweichbare Masse *B* aufgelagert. Durch äussere in der Vertiefung *C* oder innere in *B* befindliche Wässer — eventuell von *A A'* aufsteigend — werden die von letzterer Fläche aufwärts liegenden Massen durchfeuchtet und mit Wasser schliesslich derart durchzogen, dass sie dadurch nachgiebig geworden, dem Druck des bergseitigen Hanges ausweichend, in *C* empordrängen, sobald die geringe Stärke *d* dem Schube des nachdrängenden Körpers nicht Stand halten kann.



Der Vorgang, der hier auf einer Rutschfläche zwischen verschiedenen Straten zum Ausdruck gelangt, tritt aber auch ohne eine solche ein und ist weder ausgesprochene Schichtung noch Verschiedenheit in der Gebirgsart eine nothwendige Bedingung, sondern es können in einer ganz homogenen Masse durch ihre „Maximalböschung“ über-

schreitende Gehänge oder durch Böschungsdruck Abrisse oder Trennungen erwachsen, wodurch sodann bei Hinzukommen von mehr oder weniger plastischer Sohle ein Aufsteigen dieser hervorgebracht werden kann. Ehemalige Gleitflächen primären oder secundären Charakters oder kaum merkbare Einschlüsse in einer sonst vollständig gleichartigen Gebirgsmasse — Trennungen erleichternd — zählen zu den häufigeren Bewegungsfaktoren.

Aus der reichen Auswahl von Beispielen solcher Erscheinungen sei nur jener Ereignisse erwähnt, die sich an der Küste von Manabí [1]) in den Jahren 1870 und 1871 zutrugen.

Die Gehänge der Wüste bestehen aus einem dem Tertiärsystem angehörenden Complexe von losen Sanden, wechsellagernd mit sandigen Thonen, wobei die Schichten mit 20 bis 25° gegen das Meer einfallen und waren die Spuren älterer Senkungen und Abrutschungen nicht zu verkennen. Die im Monat Juli 1870 begonnene Bewegung des Küstenlandstrichs gegen das Meer nahm im darauffolgenden Jahre im gleichen Monate grössere Dimensionen an, so dass eine Strecke von fast 0·9 Kilometer Länge sich bergab verschob und das Seegestade durch den gewaltigen Druck der bis auf etwa 100 Meter Höhe hinaufreichenden abgetrennten Masse bis zu 30 Meter emporgetrieben wurde, wobei nicht blos die Durchnässung der Straten im Meere und, in Folge des durchlässigen Sandes und des berstenden Thones bis in's festere Land hinein, sondern auch reichliche Regengüsse eine Beschleunigung des Processes veranlassen mochten. Hiebei wurden die auf den Tertiärschichten liegenden recenten Bildungen mit horizontaler Schichtenlage mitgehoben und ist die ganze Hebung wohl weniger einem eigentlichen Hinwegleiten der bewegten Masse unter den recenten Ablagerungen, als vielmehr zum grossen Theile einem Zusammendrücken und dadurch bedingtem Aufstau der widerstehenden Massen zuzuschreiben.

Die Bewegung war theilweise eine langsame, gleitende und eine plötzliche, bei welch' letzterer die losen, nun mittlerweile mit Wasser gesättigten Sande durch den immer grösser werdenden Druck, ähnlich den im Berg- und Tunnel-Bau angefahrenen Triebsanden, plötzlich Luft bekamen und eine vehementere Bewegung oder Hebung veranlassten.

Bei Kenntniss der petrographischen Beschaffenheit einer Gebirgsart und dem Vorhandensein einer Rutschfläche lässt sich ein solcher Auftrieb mit ziemlicher Sicherheit prognosticiren; so war z. B. im Bahneinschnitt, Fig. 2, Taf. XIV, zwischen Kilometer 33·9 und 33·96 an der Mehburger Wasserscheide [2]) ein Aufwulsten in der Sohle als höchst wahrscheinlich vorauszusehen, indem durch den Aushub in der nur in sehr labilem Gleichgewichte befindlichen Lehmmasse die Stärke des beweglichen Bodens über der — in gleicher Weise wie in Fig. 1, Taf. XIV angedeuteten — Tegelfläche in der Einschnittssohle auf die Hälfte des früheren Bestandes herabsank und ausserdem die Wasserführung in der unterirdischen Mulde daselbst, sowie unzweifelhaft aus

---

[1]) Th. Wolf in Quito: Ueber die Bodenbewegungen an der Küste von Manabí Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, XXVII. Bd. 1875.

[2]) Gerstel: Rutschungen etc. 1874.

dem Bache *cd* zusickerndes Wasser die Bedingungen für ein Sohlenaufquetschen gaben.

In dem schon mehrmals citirten Doppeleinschnitt am Nirgelsberg (Fig. 2) verursachte die Bewegung des abgetrennten Böschungskörpers ein Auftreiben der unteren Einschnittssohle um $2^1/_2$ Meter. Wie aus der betreffenden Figur ersichtlich, nahm an der Bewegung eine ungefähr 1 : 4 aufsteigende Schichtfläche besonderen Antheil; es zeigt sich mithin, dass Trennungsflächen keineswegs blos zu Thal geneigt sein müssen, um Bewegungen zu ermöglichen.

Auf der gleichen Bahnlinie zeigte sich im Einschnitte am Binz eine ähnlich aufsteigende Rutschfläche. Bei rascherer Bewegung werden solche aufsteigende Flächen ein förmliches Herausschleudern der abgetrennten Massen verursachen können.

Wie übrigens auch aus der schematischen Fig. 9 ersichtlich, muss die Abrissfläche in ihrem Endverlaufe gegen den tiefsten Terrainpunkt zu ein Stück von aufsteigender Richtung zeigen, wodurch eben ein Aufsteigen resultirt.

Gewisse nachgiebige Gesteinsarten zeigen manchmal in Folge ihrer elastischen Eigenschaften keine förmlichen zusammenhängenden Trennungsflächen, sondern nur ein dem Ausquetschen oder Auswalzen ähnliches Verhalten gegen Druck. Lyell schildert die Nachgiebigkeit der Schieferthone der englischen Kohlenlager unweit Newcastle, wodurch die abgebauten Kohlenstrecken sich sehr langsam, oft erst nach vielen Monaten von der sich aufwölbenden Stollensohle wieder schliessen, eine Wirkung, die noch 50 Meter tiefer bemerkbar ist.

Im Sohlstollen des Lupkower Tunnels — lockerer Schieferletten — war weder das fortwährende Auftreiben der Sohle, noch ein mehrmaliges Schliessen desselben zu verhindern.

Das Ausquetschen einzelner Schichten, wie z. B. von weichen Braunkohlen im Einschnitt am Ziegenberge[1]), von altem Seeschlamm unter der Station Horgen am Züricher See, wo sich der Seeboden 1 bis 2 Meter erhöhte, sind Ergebnisse von ähnlichen Ursachen.

Nachgiebigkeit des Materials gegen Druck ist also die allen angeführten Beispielen gemeinsame Hauptbedingung für das Eintreten des besprochenen Phänomens.

Es erübrigt noch, einer eigenthümlichen Erscheinung zu gedenken, die A. Lorenz[2]) erwähnt: Unter einer festen Erdkruste sammeln sich von den Gehängen herabquellende Schlammmassen und verursachen eine Auftreibung der Thalbecken. Die Hebung dieser Thalbecken ist eine constante, unmerkliche und wird eine senkrecht aufsteigende, so lange die umliegenden Hügel gleichmässig ihr Materiale hinabführen, eine seitliche, wenn blos eine Seite der Hügel in Bewegung ist, endlich eine ungleichförmige, wellenartige, sobald die feste Erdkruste von verschiedener Stärke ist.

Folgen oberflächlicher Bodenbewegungen.

Tritt ursächlich einer vorgebildeten Rutsch- oder sich erst bildenden Trennungsfläche allein oder durch Hinzukommen äusserer Umstände

[1]) Zeitschrift für Bauwesen. Jahrgg. 1871.

[2]) Lorenz: Entwässerungen im Rutschterrain. 1875.

eine Gleichgewichtsstörung in einer Gebirgsmasse ein, so resultiren die Erscheinungen der Rutschungen, Bergstürze und Schlammströme, sowie Combinationen daraus [1]) und findet entweder nur eine theilweise Abtrennung statt, so dass an einzelnen meist unteren Stellen noch ein gewisser Zusammenhang besteht oder aber eine vollständige, demnach die Trennungsfläche nach allen Seiten begrenzt ist. Die Motion kann alle Phasen einer kaum merkbaren ruhigen bis zur vehementen plötzlichen durchmachen. Die Art der Masse im Zusammenhalt mit Form und Lage der Trennungsflächen hat auf die Art der Bewegung bestimmenden Einfluss.

Die möglichen Fälle der Bewegung sind: Gleiten, Fliessen und Rollen, von denen die beiden ersten näher betrachtet werden sollen. Beim Gleiten bewegt sich die Unterfläche der abgelösten Masse längs oder an der Oberfläche des unverrückt gebliebenen Liegenden, und zwar derart, dass im Wesentlichen die tiefsten Theile der Scholle zuerst das Thal erreichen, dem die obersten Theile folgen. Das Fliessen behält im Allgemeinen den eben ausgesprochenen Charakter bei, doch wird unter Umständen, z. B. durch stärkeren Wasserzufluss, der oberste Theil der Masse über den unteren hinweg voraus der Niederung zueilen.

Partielle Formen des Gleitens bei mehr plastischen Massen sind Falten, Ueberschiebungen und Ueberwerfungen.

Faltung tritt ein, wenn z. B. durch einen Abriss eine geneigte zusammenhängende Decke in ihrem oberen Theil eine raschere Bewegung annimmt als im unteren, sich aufzuwellen beginnt, bei zunehmender Bewegung und genügendem Zusammenhang nach abwärts überschiebt und schliesslich das obere Ende der abgerissenen Schichte durch die eigene Schwere herabgeschoben wird und nach abwärts zu liegen kommt. Am schönsten zeigt sich diese Erscheinung an abschälenden Rasendecken, die durch ihr Wurzelgeflecht einen zähen Zusammenhang besitzen. Es ergibt sich also bei einem solchen Ueberstürz, dass ursprünglich höhere oder obere Theile des Losgelösten voraus eilend oder stürzend — selbst fliegend — das Thal erreichen, somit ein förmliches Umkehren der Masse statt hat.

Doch nicht blos plastische, sondern auch unnachgiebige Gebirgsarten zeigen Ueberstürzungen, jedoch auf Grund anderer Ursachen.

Wir sehen nämlich in Sand- und Lehmgruben, sowie Steinbrüchen diese Bewegungen auf künstliche Art hervorgerufen. In ersteren werden behufs leichterer Gewinnung durch Untergrabung des Fusses der steilen Wand („Unterschrämmen, Unterkrampen“) grössere Schollen zum Abbruch gebracht und ist hiemit ein Ueberkippen nach der freien Seite des in Trümmern zerfallenden Bruchstückes häufig verknüpft. In Steinbrüchen, wo einzelne Schichten, die bereits ihrer stützenden unteren Enden beraubt wurden, zum Theil noch an ihrer Lagerfläche hängen bleiben, wird beim endlichen Niedersinken der anklebenden

[1]) A. Heim's Eintheilungsprincip der Bergstürze im weitesten Sinne nach Fels und Nichtfels dürften die Geologen schwerlich acceptiren und nur die weitere Theilung nach Art der Bewegung in Rutsch, (Schlipf), Sturz (Fall) und Strom dürfte sich Eingang verschaffen.

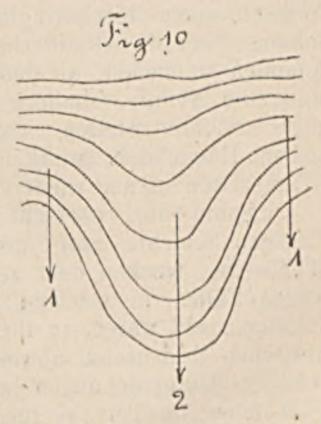
Schichtentheile ein blosses Abrutschen erfolgen oder aber — besonders bei steilerer Schichtstellung — kann ein Ueberschlagen der oberen Platten stattfinden, so dass dieselben über die tiefst liegenden Theile hinwegstürzen.

Eine theoretische Betrachtung der auftretenden Kräfte führt auf die Möglichkeit einer solchen Ueberwerfung: Nach abwärts in der Richtung der Trennungsfläche wirkt die Schwerkraftscomponente, deren Angriffspunkt der Schwerpunkt der abgehenden Masse oberhalb derselben liegt. Entgegen wirkt nach der Trennung die Reibung, die in der Trennungsfläche zur Aeusserung kommt; es entsteht mithin ein Kräftepaar, das ein Drehen um die untere ideale Kante der Masse anstrebt. Je stärker, dicker der auf der Abrissfläche vorhandene Körper, d. h. je weiter der Schwerpunkt von dieser entfernt und je grösser die Reibung — durch auftretende Unebenheiten, die eventuell erst abgehobelt werden müssten — desto eher kann ein Umsturz erfolgen. Die Lage der Trennungsfläche wirkt insoferne mit, als grössere Steilheit die Schwerkraftscomponente vergrössert, mithin nach dem Gesagten die Prämissen für einen Ueberstürz vermehrt.

Charakteristisch ausgezeichnete Formen weist das schon früher einmal besprochene in Rutschung befindliche Gehänge Fig. 1, Taf. XIV auf. Indem die Oberflächenlinien in den mannigfachsten Krümmungen und in sehr ungleicher Entfernung von einander ein sehr wulstiges, von kleinen Hügeln, Mulden, Vorköpfen, steileren und sehr flachen Partien formirtes welliges Terrain markiren, kurz sogenannte „unruhige“ Linien darstellen, zeichnen sich die Rutschflächenlinien in ihrem gleichmässigen Verlaufe durch ihre grosse Ruhe gegenüber den ersteren aus.

Die Ursache des diesartigen Nebeneinanderbestehens beider liegt in der früheren und bereits beendeten oder noch vorwaltenden Bewegung des auf der Rutschfläche thalab gleitenden Massivs, wobei natürlich nicht in allen Theilen desselben ein gleichmässiges, sondern durch verschiedene Nebenumstände verändertes Vorrücken bedingt ist, wodurch zahlreiche Risse entstehen.

Unter den auftretenden Formen der Terrainoberfläche ist es vor Allem eine in Fig. 10 mit Horizontalcurven schematisch fixirte, welche einiges Licht auf die Entstehungsweise solcher Gebilde wirft, die auch bei in Bewegung gerathenen künstlichen Erdkörpern auftritt: Entweder haben sich die Theile, die bei 1, 1 lagen, rascher vorgeschoben als 2, daher in 1, 1 die Lücken entstanden — wobei 2 selbstverständlich auch unbewegt geblieben sein kann, oder es hat der umgekehrte Vorgang stattgefunden. Es leuchtet ein, dass diese Form nicht an das Bestehen einer schon vorgebildeten Rutschfläche gebunden ist, sondern überall dort zum Vorschein kommen wird, wo weiche plastische Massen in ungleich fortschreitende Bewegung gerathen.



Nicht selten liegt unter einer solchen vorspringenden Form im Plan der unterirdischen Horizontalkurven eine entgegengesetzte Bildung, nämlich eine Einmuldung, wie z. B. in *CD* und *EF* in Fig. 1, Taf. XIV ersichtlich ist, und wurde jene bereits an früherer Stelle als das Resultat von Terrainauftreibungen gedacht, während sie nach dem eben Gesagten auch blos eine Folge der thalab schreitenden ungleichförmigen Bewegung sein kann. Es ergibt sich hieraus vor Allem, dass weder unter solchen äusserlichen Ueberhöhungen noch Einmuldungen correspondirend gleiche innere vorhanden sein müssen.

Ein Profil in 2 zeigt eine mehr oder minder ausgesprochene Convexität, die in den meisten Fällen auf die Eruirung von bewegten Stellen in sonst ruhigen Gehängen führen kann. Eine kurze Ueberlegung zeigt dies: Die Gehängslinie von Schutthalden — sei der Schutt von festerer oder weicherer Beschaffenheit — weist im Allgemeinen eine schwachconcave Form auf: oben steiler, nach unten zu etwas flacher. Finden sich daher in einem solchen Gehängabschnitt im Verlauf der Linie Unregelmässigkeiten, so liegt ihnen entweder ein aus dem Hang hervorstehender festerer Kern — sei es an ursprünglicher Lagerstätte oder ein Bruchfragment — zu Grunde oder fehlt diese feste innere Veranlassung, so kann nur durch Verschiebung von Theilen in der regelmässig angelegten Gehängsmasse die Ursache liegen. Welcher Art sodann diese Bewegung war, dürfte unter Berücksichtigung der localen Verhältnisse nicht schwer zu bestimmen sein.

Es ist bekannt, dass in den Niederungen nachweisbare Aenderungen in der Lage und Richtung der fliessenden Gewässer eingetreten sind, wo doch die Uferwände und die daran anschliessenden Gelände bis zu den eigentlichen Thalhängen gegenüber den Lehnen noch unfertiger Thäler relativ fast im Zustande der Ruhe sich befinden; um wie viel mehr ist anzunehmen, dass erodirende Wässer in plastischen, leicht beweglichen Hügelmassen durch ungleiches Nachsinken der Seitenwände, grössere Verschiebungen, und dergl. gewissen Veränderungen unterliegen, so dass jetzige Bette als Resultate von Verdrängungen von den ursprünglichen Gerinnen erscheinen werden. Die inneren Wässer einer durchdringlichen Felsart vertheilen sich weder gleichmässig über die Oberfläche der gering durchlässigen Schichten, noch kommen sie immer an den tiefsten Punkten derselben zur Sammlung und zum Abfluss, sondern wie beobachtet wurde, mitunter auch an mehr erhöhten Stellen, was in dem Wechsel der Lage des verschieblichen Hangenden grösstentheils liegen wird, indem die Massen die Wasserläufe immer wieder verlegen und auf andere Bahnen drängen.

Sohin darf es nicht Wunder nehmen, wenn auf einer undurchlässigen Schichte ausgesprochene unterirdische Wasserläufe oder doch Thalwege, trocken oder zeitweise wasserführend, die unzweifelhaft in vielen Fällen in solchem Terrain ehemalig noch offene oberirdische Sammeladern waren, in ihrer örtlichen Situirung von den jetzigen oberirdischen bedeutend abweichen, ja es kann hieraus, sobald einmal weitere Untersuchungen zu Gebote stehen, auf etwa stattgehabte Störungen im Terrain im Sinne der entwickelten Folgerungen rückgeschlossen werden.

Auf der Wasserscheide zu Mehburg, Fig. 2, Taf. XIV, tritt solch ein markanter Fall vor's Auge, indem die Lage des unterirdischen Thalweges *a b* keineswegs mit dem Bachlauf *c d* sammt Seitenzuflüssen an der Terrainoberfläche correspondirt.

Das Erkennen früherer Bodenbewegungen ist von eminent praktischer Wichtigkeit. Selten steht zur Lösung dieser Aufgabe mehr als nur die unerschlossene Oberfläche zu Gebote und erstreckt sich die Frage durchweg auch noch auf die muthmassliche Tiefe der bewegten Rinde, die Ursachen der früheren Verschiebungen, sowie des eventuellen Ruhestandes und dergl. und kann natürlich in solchen Fällen nur die mit der Oberflächengestaltung in Beziehung gebrachte vorausgehende Erfahrung, das heisst der Vergleich mit anderen constatirbaren Bewegungsfällen Anhaltspunkte liefern. Bewegtes Terrain im Bild plastisch darzustellen wären wohl Curvenpläne ähnlich den vorgeführten berufen, sobald das nöthige Materiale hiezu vorhanden, was jedoch selten der Fall sein wird. Die meisten geologischen Specialkarten schenken leider bisher diesem Theil der Tektonik der Gehänge nur wenig Aufmerksamkeit: ausser hie und da angedeuteter Bergstürze findet man wenig diesbezüglich eingetragen, was wohl bis nun ausser ihrem Zweck lag, auch zum Theil am Kartenmassstab scheiterte u. dgl., obschon diese in erster Linie berufen wären, im Vorhinein auf vorgekommene oder vorhandene Bewegungen hinzuweisen. Während man schon seit Jahrzehnten geologische Arbeiten für landwirthschaftliche Bodenkarten verwerthete, existiren für bauliche Zwecke nur unzusammenhängende Fragmente von Publicationen, z. B. von Theilen der Arlbergbahn und Gotthardbahn auf Grund von besonderen Aufnahmen.

Es genügt z. B. nicht zu wissen, dass im Allgemeinen geneigte Terrainpartien, die aus mehr oder weniger thonigen Massen bestehen, in sich leicht alte Bewegungen bergen; ebenso steht der praktischen Verwerthung häufig die Gepflogenheit, nur das „anstehende" Gestein, ohne Rücksicht auf die mehr oder minder starke Ueberlagerung oder Bedeckung durch andere meist verwitterte Materien, anzudeuten, im Wege. Es ist nicht gleichgiltig, ob ein Bauwerk z. B. in festem Partnach-Schiefer oder aber in dessen letzten Verwitterungsproducten aufgeführt wird und unterscheidet man auf den Karten die grösseren, allerdings schon topographisch hervorgehobenen Schuttmassen von Kalken, Dolomiten, so sollte sich dies auch auf andere Verwitterungsproducte von oft ganz bedeutender Mächtigkeit erstrecken.

Es ist hier vielleicht der Ort, auf eine Unzukömmlichkeit aufmerksam zu machen, die sich in manche Schriften eingeschlichen hat, betreffs des Verlaufes von Abbruchflächen. Dieselben nähern sich in ihrem unteren Ende, auch wenn ihr oberstes Ausgehendes vertikal oder gar überhängend erscheint, immer dem verloren gegangenen Stützpunkt oder dem untern Anfangspunkt der Bewegung. Es ist daher unrichtig, zu Tage tretende Bruchflächen mit gleicher Neigung als an der Oberfläche in die Tiefe fortgesetzt zu denken.

Von weiterem technisch-praktischem Werthe ist die Mächtigkeit der bewegten Massen. Eine Rutschung von geringer Dimension, z. B. Rasenabschürfungen, zeitweise Schlammstromausbrüche von geringerer Masse können für Bau-Anlagen unter Verhältnissen ebenso wenig nen-

nenswerthe Erschwernisse bilden, als eine grosse in Bewegung gewesene und nun temporär zur Ruhe gekommene Masse, wenn sie nur in einer Weise beansprucht wird, die keine Störung hervorbringt.

Zum Schlusse sei noch der Mittel erwähnt, deren sich die Natur bedient, um in Bewegung gekommene Massen wieder in's Gleichgewicht zu bringen; sie bestehen in:

a) dem vollständigen Absturz oder Abquellen in den Thalboden, bis eine Verflachung erreicht wird, die der Gebirgsart zusagt. Erodirende Gewässer am Gehängfusse verhindern dies letztere, indem sie die Massen weiterführen und an anderer Stelle ablagern;

b) der Entfernung oder dem Wegbleiben einzelner oder aller Veranlassungen, z. B. Natürliche Entwässserungen: Im Kaizdbachthal (Siebenbürgen), dessen Hänge zum grössten Theile rutschen, findet sich eine lange Strecke, wo gegenwärtig der Bach nicht in den tiefsten Punkten des Thales, sondern höher oben in der sanft ansteigenden Lehne eingeschnitten läuft. Die Bewegungen reichen alle nur bis an den bergseitigen Rand des Bachbettes und es ist die lange Stelle unterhalb in vollkommener Ruhe, weil der Bachlauf, die durchlässigen Schichten bis unter die wasserführende Rutschfläche durchschneidend, alle bergseitigen Sickerwässer auffängt, daher die unterhalb liegende Gleitfläche entwässert [1]).

Jeder Regenfall führt thonigen Flächen bewegungfördernde Wassermengen zu, daher bei oder nach nasser Witterung Hänge abwärts gleiten, bei Trockenheit wieder stillstehen. Ich nenne als Beispiel die schon einmal berührten Bewegungen bei Brienz, die diese Verhältnisse zeigen [2]).

Hieher gehört auch die Abscheidung der Wässer bei Schlammströmen. So erreichen viele kleinere Schlammströme an den steilen Hängen des Klosterthales, Wallgaues u. s. w. in Vorarlberg nicht die Thalsohle, indem das die Bewegung erzeugende Wasser durch die eingetretene Abtrennung der Massen geringere Ablaufhindernisse als vordem findet, von denselben rascher sich absondert und diese dadurch zur Ruhe kommen. Ein solcher Schlammstrom bedeckt sich bald wieder mit Vegetation und lässt hernach nur mehr seine äussere Form auf eine früher stattgehabte Bewegung schliessen.

Verdrängung der Wässer, die die Glättung der Rutschflächen hervorbringen durch die Bewegung selbst oder was zum Theil dasselbe, Verquetschung des Schmiermittels durch die eingetretene Bewegung.

In den unterirdischen Tegelmulden, Fig. 1—3, Taf. XIV, sollte sich ausnahmslos, da sie die tiefsten Punkte der wassersammelnden Schichte bilden, Wasser finden, was nicht der Fall war, ein Umstand, der in der Ablenkung durch Rutschmassen seine Erklärung finden dürfte.

c) Hindernissen gegen die Wirkungen, also nach Umständen in einer Stützung der in Bewegung gerathenen Gebirgstheile.

So erwähnt Lorenz der Verschlämmung und Auffüllung von Bachbetten mit Schuttmassen im Alt-, Kockel- und Homorod-Thale, womit einerseits an diesen Stellen ein Aufhören der Erosion, anderseits eine gewisse Stützung der in Bewegung gewesenen Gehängmassen verbunden ist.

---

[1]) A. Lorenz, Entwässerungen u. s. w.
[2]) A. Heim, Bergstürze.

Geologisch-petrographische Beiträge zur Kenntniss der dioritischen Gesteine von Klausen in Südtirol.

Von **F. Teller** und **C. v. John.**

(Mit Tafel XV und XVI.)

Einleitung.

Aus dem einförmigen Thonglimmerschiefer-Complex, welcher zwischen der Brixener Granitmasse und der Bozener Quarzporphyrdecke lagernd die Gehänge des Eisackthales südlich von der Einmündung der Rienz zusammensetzt, treten längs der Strasse von Brixen nach Klausen an mehreren Stellen massige Gesteine zu Tage, die schon frühzeitig das Interesse der Geologen auf sich gezogen haben. Es sind theils Altersäquivalente der hier entwickelten Schichtreihe, feldspathführende Amphibolite, die als ein mächtiges lenticulares Gesteinslager in die Phyllite eingebettet sind, theils jüngere den genannten Schichtcomplex durchbrechende Eruptivgesteine.

Die Amphibolite bestehen, insoweit sie ein massiges Gestein darstellen, aus einem körnigen Gemenge von Hornblende (Aktinolith) mit Zoisit, Orthoklas, Plagioklas und Quarz. Eine Hülle von Aktinolithschiefer umschliesst den massigen Kern und vermittelt den Uebergang in die den linsenförmigen Gesteinskörper umlagernden Phyllite.

Die in Gestalt mächtiger Intrusivmassen auftretenden Eruptivgesteine lassen sich ohne Zwang nicht leicht unter einem Collectivnamen zusammenfassen. Sie bilden eine geologisch wie petrographisch untrennbar verknüpfte Reihe, deren Endglieder sich einerseits an die Quarzglimmerdiorite, anderseits an die Norite anschliessen. Mitten inne liegen augitführende Quarzglimmerdiorite und quarzführende Hypersthen- und Enstatitgesteine von geringerem Kieselsäuregehalt.

In der älteren Literatur über Klausen wurden diese beiden in ihrer geologischen Stellung wie in ihrer petrographischen Entwicklung so wesentlich verschiedenen Gesteinsbildungen, die Amphibolite und die eigentlichen Eruptivgesteine nirgends schärfer auseinandergehalten. Der durch Texturverhältnisse und mineralogische Constitution zunächst auffallende Amphibolit trat stets in den Vordergrund und bildete gewöhnlich das Substrat für die Beschreibung der massigen Gesteine dieses Gebietes.

Die Bezeichnungen Roche d'Anthophyllite und Hypersthenfels, unter welchen L. v. Buch[1]) die Massengesteine der Umgebung von Klausen zusammenfasst, beziehen sich zweifellos auf die Amphibolite des Eisackthales. Dasselbe gilt von den Notizen, welche Reuss[2]) über die Aufschlüsse an der Strasse von Brixen nach Klausen mitgetheilt hat. Reuss erkannte zwar die Contactwirkungen des hier zu Tage tretenden echten Eruptivgesteines, legt aber seiner Gesteinsbeschreibung die strahlsteinführenden Amphibolite eines zweiten weiter in Süd folgenden Aufschlusses zu Grunde. Auch Trinker[3]) trennt in seinen Erläuterungen zur geognostischen Karte von Tirol die älteren Hornblende-Gesteine nicht ausdrücklich von den jüngeren Intrusivbildungen ab, gibt jedoch für das Eruptivgestein von Klausen eine Charakteristik, welche in gewissem Sinne unsere eigenen Ausführungen anticipirt: „Die Gesteinsmasse bildet ein dem Charakter des Grünsteins oder Diorites entsprechendes krystallinisch-körniges, meist ziemlich gleichmässiges Gemenge von Feldspath (labradorischem) und Paulit, welcher letztere seltener, und nur in dem Reviere des Pfunderer Berges zum Theil durch die eine oder andere Species des Augitspathes vertreten ist. Es ist daher die weniger landesübliche, doch bereits von L. v. Buch gebrauchte Bezeichnung Hypersthenfels die richtigere". Trinker bezeichnet also hier die Eruptivgesteine von Klausen als Augitgesteine, aber ohne nähere Begründung und wie es scheint nur in weiterer Ausführung der auf die Amphibolite bezüglichen Untersuchungen, welche zur Entstehung der Bezeichnung Hypersthenfels Veranlassung gegeben haben. Richthofen[4]), dem wir die ausführlichsten Mittheilungen über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Klausen verdanken, hat seine petrographische Schilderung der Diorite direct auf die grobkörnigen Amphibolite basirt: „Der Diorit von Klausen ist ein Gestein von sehr verschiedener Grösse der Bestandtheile, unter denen sich zwei leicht erkennen lassen. Der eine ist pistacien- bis schwärzlichgrüne Hornblende von der als Strahlstein bezeichneten Varietät, der andere, ein weisser, zuweilen durchscheinender Feldspath, der sich durch seine gestreiften Spaltungsflächen leicht als Oligoklas zu erkennen gibt. Nicht weit von der Schmelzhütte Sulferbruck finden sich die beiden Minerale zu einem so grobkörnigen Gestein vereinigt, dass man es nur dem grobkörnigen Gabbro vergleichen kann". So entstand die Bezeichnung Strahlsteindiorit, welche auch Lapparent[5]) adoptirte und für welche später Gümbel[6]) den Namen Aktinolithdiorit in Vorschlag brachte.

[1]) L. v. Buch, Esquisse d'une carte géologique de la partie meridionale du Tyrol 1822 und Geognostische Briefe über das südliche Tirol, Mineral. Taschenbuch von Leonh. und Bronn, 1824, pag. 272.

[2]) Reuss, Geognostische Beobachtungen, gesammelt auf einer Reise durch Tyrol im Jahre 1838. (Neues Jahrb. f. Mineral. Stuttgart 1840, pag. 140—142).

[3]) Trinker, Petrographische Erläuterungen zur geognostischen Karte von Tirol, 1853, pag. 36 ff.

[4]) Richthofen, Bemerkungen über die Trennung von Melaphyr und Augitporphyr. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissensch. Wien 1859, XXXIV. Bd., pag. 59. — Geognostische Beschreibung der Umgebung von Predazzo. Gotha 1860, pag. 154 ff.

[5]) Lapparent M. d. Sur la constitution géologique du Tyrol meridional. Annal. des mines. Paris 1864, série VI, tome VI, pag. 251.

[6]) Gümbel C. W. Geognostische Mittheilungen aus den Alpen. Sitzb. d. bair. Akad. d. Wissensch. München 1876, Bd. VI, pag. 56.

Erst Pichler[1]) machte auf den durchgreifenden Unterschied aufmerksam, der zwischen den Hornblendegesteinen des Eisackthales und den eigentlichen Dioriten von Klausen besteht. „Das grobkörnige als Strahlsteindiorit bezeichnete Gestein ist in allen seinen Eigenschaften weit von dem typischen Diorit entfernt. Es ist seinem Ursprung nach kein Diorit, sondern den Phylliten einzureihen. Am linken Eisackufer bei Sulferbruck wird das Gestein deutlich schiefrig und wechselt mit Phylliten und Phyllitgneissen. Der eigentliche Diorit — typisch in jeder Beziehung — steht an der rechtseitigen Thalecke des Villnössbaches mit charakteristischen Formen an. Zwischen diesem Diorit und dem grobkörnigen Hornblendegestein gibt es keinen Uebergang". In der Folge hat Pichler noch eine ganze Reihe schätzenswerther Details über diese Localität veröffentlicht[2]).

Die Bezeichnung Diorit von Klausen erschien nun zwar auf die eigentlichen Intrusivbildungen eingeschränkt, dagegen wurde die dem älteren, weiteren Begriff entsprechende Charakteristik ganz unvermerkt in die Auffassung des eigentlichen Eruptivgesteines herübergenommen. Die Diorite von Klausen erschienen in der Literatur fortdauernd als Plagioklas-Hornblende-Gesteine. Wie aus den nachfolgenden Untersuchungen hervorgeht, fehlen hornblendeführende Gesteinstypen im Bereiche des Klausener Eruptivgebietes gänzlich. Die Intrusivmassen setzen sich ausschliesslich aus Biotit- und Augit führenden Plagioklasgesteinen zusammen, die sich aber auch dort, wo der Kieselsäuregehalt bedeutend herabsinkt, noch immer enger an die Diorite als an die Augitgesteine der basischen Reihe anschliessen. Die bisher übliche Bezeichnung Diorit konnte somit aufrecht erhalten werden, und fand auch, gewissermassen als Gattungsname, in den vorliegenden Detailschilderungen wiederholt Anwendung, besonders in Fällen, wo der Schritt für Schritt wechselnde Charakter des Gesteins eine generelle Bezeichnungsweise wünschenswerth erscheinen liess.

Neben den rein körnigen Gesteinen von dioritischem Charakter treten in der Umgebung von Klausen auch porphyrische Gesteinstypen injicirend auf, welche man nach dem Vorgange Richthofen's als Melaphyre zu bezeichnen pflegte. Sie galten als jüngere, den Diorit durchsetzende Gesteinsbildungen. Die von Richthofen und später in grösserer Ausführlichkeit von Pichler beschriebenen Melaphyrgänge von Sulferbruck liegen nicht im Diorit, sondern innerhalb der mehrerwähnten Amphibolite und ihrer geschichteten Randbildungen; die aus dem Tinnebach und dem Gebiete von Verdings bekannten Vorkommnisse setzen, soweit sie selbstständige Gänge bilden, in Phylliten und Gneissen auf. Wo sie wirklich mit den dioritischen Gesteinen in Berührung treten, erscheinen sie nicht als jüngere Intrusivbildungen, sondern in Gestalt porphyrisch ausgebildeter Salbänder des körnigen Bestandes der Gangmasse. Sie stellen sich als eine besondere, durch

[1]) Pichler A. Beiträge zur Geognosie von Tirol. Neues Jahrb. f. Mineral. Stuttgart 1871, pag. 272.

[2]) Pichler A. Neues Jahrb. f. Mineral. 1879, pag. 142 und ebendaselbst 1880, pag. 172—174.

rasche Abkühlung bedingte Erstarrungsmodification des körnigen Eruptivgesteines dar, die zu den Noriten des Klausener Eruptivgebietes petrographisch in demselben Verhältnisse steht, wie die Diabasporphyrite zu den körnigen Diabasen. Sie wurden dem entsprechend unter der Bezeichnung Noritporphyrit zusammengefasst. [1])

Die Amphibolite sind auf die im Eisackthal blosliegende Gesteinscholle beschränkt; die Eruptivgesteine reichen dagegen über die im Hauptthal liegenden Aufschlüsse weit hinaus und gelangen in dem bei Klausen ausmündenden Tinnebach und dessen Seitenschluchten zu grosser räumlicher Entwicklung. Sie besitzen hier als ein wichtiger erzführender Horizont des uralten, durch seine wechselvolle Geschichte merkwürdigen Bergbaues auf dem Pfunderer Berge noch eine speciellere Bedeutung. Die auf den Pfunderer Bergbau bezügliche Literatur hat erst vor Kurzem F. Pošepný [2]) in seiner Darstellung der Erzlagerstätten dieses Gebietes zusammengefasst.

Die von den Intrusivmassen durchsetzten Schichtgesteine fallen in Stache's Quarzphyllitgruppe. Pošepný hat die feldspathführenden Gesteine dieser Schichtenfolge als ältere Gneisse gedeutet und spricht von einem Wechsel älterer Gneisssättel und jüngerer Thonschiefermulden. Diese vorwiegend schematische Auffassung findet in den thatsächlich zu beobachtenden Lagerungsverhältnissen keine Bestätigung. Es liegt hier zweifellos ein geologisch einheitlicher, durch raschen Wechsel der Faciesverhältnisse ausgezeichneter Schichtencomplex vor, von jener eigenthümlichen Entwicklung, wie sie auch anderwärts zeitlich äquivalente Bildungen charakterisirt. Ich erinnere hier nur an Theobald's Casannaschiefer-Gruppe. Feldspathreiche dickbankige Muscovitgneisse wechseln wiederholt mit dünnschichtigen, durch talkigen und sericitischen Glimmer ausgezeichneten Schiefergesteinen und echten Thonglimmerschiefern. In die letzteren schalten sich häufig jene dunklen graphitischen Schieferlagen ein, die im Villnöss- und Afersthal eine so grosse Verbreitung besitzen. Auch diese Bildungen sind nicht als jüngere Einfaltungen, sondern als locale Abänderungen der Schiefer der Quarzphyllitgruppe zu betrachten. Die gneissartigen Gesteine dieses Schichtencomplexes sind hinsichtlich ihrer Structur und der quantitativen Entwicklung einzelner Gemengtheile vielfachen Schwankungen unterworfen. Aus den verworrenflaserigen, quarz- und feldspathreichen Muscovitgneissen, wie

---

[1]) Es darf hier nicht verschwiegen werden, dass schon Richthofen, ohne mit den im Verdingser Spaltensystem aufgeschlossenen Wechselbeziehungen der körnigen und porphyrischen Gesteinstypen des Gebietes von Klausen bekannt zu sein, die Frage aufgeworfen hat, ob der Diorit von Klausen nicht vielleicht „für einen langsam und grosskrystallinisch erstarrten Melaphyr zu halten sei“. (Umgeb. von Predazzo, pag. 155.) Aber der Umstand, dass die vom Melaphyr durchsetzten strahlsteinführenden Massengesteine von Sulferbruck als Diorit angesprochen warden, liess die weitere Discussion dieser nur unter Voraussetzung der zeitlichen Aequivalenz beider Eruptivgesteine haltbaren Auffassung selbstverständlich überflüssig erscheinen.

[2]) F. Pošepný Die Erzlagerstätten am Pfundererberge bei Klausen in Tirol. (Archiv f. prakt. Geologie. Wien 1880, I. Bd., pag. 410 ff.) Als Ergänzung zu Pošepný's Literaturverzeichniss citiren wir noch: A. Maier, Geognostische Notizen über Tirol. (Beiträge zur Geschichte, Statistik, Naturkunde und Kunst von Tirol und Vorarlberg. Innsbruck 1831, VI. Bd., pag 269—284).

sie den unteren Abschnitt des Tinnebaches beherrschen, entwickeln sich einerseits grosskörnig pegmatitische oder bei gleichzeitigem Hervortreten einzelner Feldspathindividuen porphyrartige Structurabänderungen, andererseits körnigstreifige, und bei zunehmender Feinheit des Kornes lamellar plattige, im Querbruch gebänderte Gesteinstypen. Gewisse glimmerarme durch fleischrothen Orthoklas charakteristisch gefärbte, theils deutlich körnige, theils kryptomere Quarzfeldspathgemenge geben jene Gesteinsabänderungen, welche in der montanistischen Literatur über Klausen unter der Bezeichnung Feldstein aufgeführt werden. Dass diese Gesteine nicht als Producte der Contactmetamorphose aufzufassen sind, wie Richthofen vermuthete, sondern als primäre Bildungen, zeigen die Aufschlüsse an der NO.-Abdachung des Pfundererberges — in der sogenannten Rothlahn — und im Vildarthale, wo Feldstein und Phyllit als stratigraphisch gleichwerthige Elemente der Schichtfolge wiederholt in Wechsellagerung treten. Es folgt dies ferner zuverlässig aus dem weiten Verbreitungsgebiete analoger Gesteinsabänderungen ausserhalb des Bereiches der Klausener Intrusivmassen. In den Gneisseinlagerungen, welche durch den felsigen Kamm im Süden des Schalderer Thales durchstreichen und die man zu beiden Seiten der Jocheinsattlung zwischen Schalders und Durnholz beobachtet, sind feinkörnige bis dichte Lagergesteine mit rothem Orthoklas keine seltene Erscheinung. Die in der älteren Literatur hie und da auftretende Bezeichnung „Feldsteinporphyr“ bezieht sich, wie schon Richthofen betonte, auf die durch klastisches oder dioritisches Cement verkitteten Frictionsbreccien der im Feldstein aufsteigenden Gangmassen.

Auf die geschichteten Gesteine des Gebietes wurde in den folgenden Darstellungen nur insoweit Rücksicht genommen, als dies zum Verständniss der Tektonik der Eruptivmassen und der in ihrer Umrandung zu beobachtenden Contacterscheinungen nothwendig erschien.

Die geologischen und petrographisch-chemischen Details wurden in getrennten Abschnitten behandelt. Der erste Theil wurde von F. Teller, der zweite von C. v. John bearbeitet.

Die zur leichteren Orientirung über die topographischen Verhältnisse beigegebene Kartenskizze (Taf. XV) ist eine um $^1/_4$ lin. reducirte Pause der Original-Aufnahmsblätter im Massstabe von 1 : 25000.

I. Geologischer Theil.

1. Ein Durchschnitt durch die Eruptivmassen von Seeben, Pardell und Verdings.

Der zwischen dem Eisackthal und der Tinnebachschlucht nach Süd vorspringende Felsrücken, an dessen Fusse das Städtchen Klausen liegt, gibt das am leichtesten zugängliche Profil durch die geschichteten und massigen Gesteine dieses Gebietes. Längs des Fahrweges, der über die Ruine von Branzoll mit steilem Anstiege zum Kloster Seeben emporführt, verquert man zunächst in SSW. verflächende Bänke

eines feldspatharmen, quarzreichen Muscovitgneisses mit ausgezeichnet lamellarer Parallelstructur, der einerseits in dickschiefrige Glimmerquarzite, andererseits in dünnschichtige, oft zierlich gefältelte Schiefergesteine vom Habitus quarzreicher Talk- und Sericit-Schiefer übergeht. Bei der Ruine Branzoll schalten sich dunkle in's grünliche und bläuliche spielende Phyllite mit chloritisch verändertem Glimmer ein, die höher aufwärts wiederholt mit den helleren, im Querbruche gebänderten, feldspathführenden Gesteinen wechsellagern und dort, wo sie zu grösserer Mächtigkeit anschwellen, vollständig den Charakter der nördlich und südlich von Klausen in so grosser Verbreitung auftretenden Schiefergesteine der Quarzphyllitgruppe tragen. Am besten ist dieser lebhafte Wechsel von phyllitischen und gneissartigen Gesteinen an der Abzweigungsstelle des nach Pardell-Latzfons führenden Fahrweges unterhalb des Wirthschaftsgebäudes von Seeben aufgeschlossen. Die Phyllite alterniren hier bankweise mit dunkelbraunen bis schwarzen, harten, hornstein- und kieselschieferartigen Gesteinen, wie sie so häufig in der Contactregion älterer Eruptivmassen auftreten, und umschliessen ausserdem linear gestreckte Linsen und Platten einer dunklen, in dünnen Splittern an den Kanten grünlich durchscheinenden Quarzmasse. In den gebänderten Gneissen beobachtet man nicht selten zonenweise Ausscheidungen von fleischrothem Orthoklas.

Der mit 25—30° in SSW. verflächende Schichtcomplex begleitet nun in fortlaufenden Aufschlüssen den auf die steile Westseite von Seeben übertretenden Fahrweg bis zur Einmündung eines vom vorerwähnten Wirthschaftsgebäude herabziehenden Fusspfades. Hier treten in massigen, scharfkantig-klüftigen Bänken feldspathreichere Muscovitgneisse mit knotig-flaseriger Textur in die Schichtfolge ein, die in einzelnen Bänken ein dichteres Gefüge annehmen und unter gleichzeitigem Zurücktreten des Glimmerbestandtheiles in anscheinend homogene, grünlichgraue, felsitische Gesteinsabänderungen übergehen. Kurz vor der Abzweigung eines in den Tinnebach hinabführenden Steiges schneidet diese etwa 25 Meter mächtige Lagermasse feldspathreicherer Gesteine an den Dioriten von Seeben ab.

An dem leider nur unvollständig entblössten Contact von Gneiss und Diorit liegt ein eigenthümliches, dunkelbläulich-schwarzes, im frischen Bruch durch schimmernde, rissige Spaltflächen ausgezeichnetes Gestein, das im Niveau des Fahrweges in ungefähr 1 Meter Breite blossliegt. Es schliesst sich eng an die steil aufsteigende Eruptivgesteinsgrenze an, gegen die vorgelagerte Gneissmasse erscheint es jedoch nirgends schärfer abgegrenzt. In der Richtung des Streichens der Dioritgrenze lassen sich diese Gesteine nur auf eine kurze Erstreckung hin verfolgen. Die Vermuthung, dass man es hier mit einer localen, aus dem Eruptivgesteinscontact resultirenden, fremdartigen Gesteinsbildung zu thun habe, wurde durch die nähere Untersuchung vollinhaltlich bestätigt. Unter dem Mikroskope erwies sich das Gestein als ein Gemenge verschiedener Thonerdemineralien mit Titaneisen, Biotit und Eisenglanz als accessorischen Bestandtheilen. Unter den ersteren waren Pleonast, Korund und Turmalin mit Sicherheit zu bestimmen. Die übrigen, die Hauptmasse des Gesteins bildenden Mineralien dieser Gruppe, farblose, mehr oder weniger scharf individuali-

sirte Durchschnitte mit eingestreuten Pleonastkörnchen, konnten specifisch nicht bestimmt werden. Auf eines dieser noch näher zu untersuchenden Thonerdemineralien beziehen sich die im frischen Bruch schon makroskopisch auffallenden spiegelnden Spaltflächen.

An der steil zur Sohle des Tinnebaches abfallenden Böschung unterhalb des Fahrweges verschwindet die Grenze zwischen Diorit und Gneiss unter den ansehnlichen Massen jüngeren Gehängschuttes; nach aufwärts lässt sie sich dagegen sehr deutlich bis an den Fuss der westlichen Umwallungsmauer des Klosters Seeben verfolgen. Der viereckige Steinthurm in der NW-Ecke dieser Schutzmauer steht auf südsüdwestlich verflächenden Dioritbänken, wenige Schritte weiter in SW. liegen die körnig-flaserigen Grenzgneisse. Von hier setzt die Dioritgrenze, den Felsrücken unterhalb der Frauenkirche geradlinig verquerend, an die östlichen Steilabstürze des Seebenkammes hinüber, wo sie an den Wänden oberhalb des zu Kantioler's Gasthaus gehörigen Weinberges in guten Aufschlüssen in der Höhe von 6—8 Metern blossliegt. Die Diorite schneiden hier nach Art eines senkrecht aufsteigenden Ganges scharf an den flach in SW. einfallenden plattigen Gneissen ab. Sie umschliessen hie und da Fragmente von phyllitischen Gesteinen, zeigen aber sonst weder in ihren Structurverhältnissen, noch in der Zusammensetzung irgendwelche bemerkenswerthe Veränderungen.

Die südwestliche Begrenzungslinie der Dioritmasse von Seeben setzt also unabhängig von den Reliefverhältnissen mit geradlinigem Verlaufe in S. 30 O. aus dem Tinnebach in das Eisackthal hinüber. Anders verhält es sich mit der nordöstlichen Umrandung des Diorits. Auf die mit dem altem Klosterbau malerisch abschliessende höchste Zinne des Seebenkammes folgen nach NO. zwei schroffere Felspartien von geringerer Höhe, die noch aus Diorit bestehen. Die schmale Einsenkung, welche sich an die zweite dieser Dioritkuppen anschliesst, liegt schon in geschichteten Gesteinen, welche, mit circa 35° in SW. verflächend, den Diorit unterteufen. Verfolgt man von hier ab die Grenze zwischen Diorit und Phyllit an den Gehängabdachungen gegen das Eisackthal und den Tinnebach, so ergibt sich, dass dieselbe beiderseits weit nach SW. zurückgreift, entsprechend einer in dieser Richtung einfallenden Grenzfläche, deren Neigungswinkel ziemlich genau mit dem mittleren Verflächen des Phyllitcomplexes übereinstimmt. (Vergl. Grundriss und Profil auf Taf. XV.)

Der Diorit sitzt also nach Art einer deckenförmig ausgebreiteten Eruptivmasse anscheinend concordant auf der nach SW. verflächenden Phyllitunterlage. Der Auflagerungsfläche parallel zeigt das Eruptivgestein eine deutliche bankförmige Gliederung, die an den steilwändigen Abstürzen gegen die Eisackstrasse und den felsigen Entblössungen an der Westseite des Seebenkammes schon in den Umrissen des landschaftlichen Bildes klar zum Ausdrucke gelangt. Die von zahlreichen senkrechten Kluftflächen durchsetzten Dioritbänke verflächen mit 25 bis 30° in SW., also in demselben Sinne, wie die im Süden vorliegende Schichtreihe von Branzoll, an welcher sie längs der vorerwähnten aus dem Tinnebach in's Eisackthal streichenden Verwerfungsspalte geradlinig abschneiden.

Die scheinbare Concordanz zwischen Eruptivgestein und Phyllit besteht nur in dem letzten Ausläufer der dem Seeben-Kamm entlang in N. ausstreichenden Dioritzunge. Verfolgt man von hier aus die Eruptivgesteinsgrenze gegen den Tinnebach hinab, oder durch die Weingärten von Klausen an das Ostgehänge des felsigen Kammes hinüber, so überzeugt man sich, dass der Diorit discordant auf dem Schichtgesteinscomplex aufsitzt; er breitet sich in flacher Lagerung über den Schichtköpfen der in SW. verflächenden Phyllit- und Gneissbänke aus. Der in die Kammlinie von Seeben gelegte Durchschnitt auf Taf. XV bringt diese eigenthümliche Lagerungsform zur Darstellung. Wir werden bei Besprechung der Dioritdurchbrüche von Klamm im Eisackthal noch einmal ausführlicher darauf zurückkommen.

Das Eruptivgestein von Seeben ist der Hauptmasse nach ein echter Quarzglimmerdiorit. Nur an dem sogenannten Kanzele, einem Felsvorsprung des Ostgehänges, konnten augitführende Gesteinstypen mit noch immer hohem Kieselsäuregehalt nachgewiesen werden. Als accessorischer Gemengtheil erscheint nicht selten auch in Gesteinsproben, die nicht unmittelbar vom Contact stammen, Turmalin. Die Gesteine haben eine geringe Widerstandsfähigkeit gegen die zersetzenden Einwirkungen der Atmosphärilien. Nur selten gelingt es, Handstücke zu erhalten, die schon makroskopisch die Natur der Gemengtheile deutlich erkennen lassen. Der Glimmer ist fast stets in grünliche faserige Aggregate umgewandelt. Er bedingt die grünlich-graue Färbung des Gesteins. Nicht selten sind auch röthlich-braune, durch Infiltration von Eisenoxydhydrat verfärbte Gesteinsabänderungen. Wo der Diorit, mehr und mehr an Mächtigkeit abnehmend, in einer dünnen Decke nach NNO. über den Phylliten des Seebenkammes ausläuft, beherrschen diese Verwitterungsstadien die gesammte Dioritmasse. Neben den mannigfaltigen chloritischen und epidotischen Verwitterungsproducten erscheint als steter Begleiter der Zersetzungserscheinungen Pyrit.

Wo der im Bereiche der Dioritaufschlüsse gegen den Tinnebach sich senkende Fahrweg neuerdings anzusteigen beginnt, tritt man in die an der Basis des Diorits liegenden Schichtgesteine. Es ist das ein Complex von grünlich und dunkelviolett gebänderten, harten, quarzreichen Schiefergesteinen, wie sie auch in der südlichen Umrandung des Diorits auftreten, in welche sich Bänke eines dickschieferigen, feldspathführenden, glimmerarmen Gesteines von feinlamellarer Textur einschalten. Diese eigenthümlichen gneissartigen Gesteine, die sich in ähnlicher Ausbildung in dem mit Amphiboliten wechsellagernden Phyllitcomplex am Ausgange des Villnössthales wiederfinden, bestehen aus dünnen, bis zu mikroskopischer Feinheit herabsinkenden Lamellen von Quarz und Feldspath, die in einzelnen, von zersetzter Glimmersubstanz durchtränkten Zonen dunkler schattirt erscheinen. Das Gestein erhält hiedurch im Querbruch ein zierlich gebändertes Aussehen, das zunächst an die Beschreibung der in den Contactzonen der Harzer Diabase auftretenden, feldspathführenden Streifen- und Bandschiefer (Desmosite Zinken's) erinnert. Innerhalb dieser Bändergneisse liegen, bald vollkommen sich auskeilend, bald lenticular anschwellend, Züge eines dichten, schwarzen, glimmerigen Schiefergesteines, die man ihrem äusseren Habitus nach als umgewandelte Thonschieferschmitzen bezeichnen möchte.

Eine sorgfältigere Untersuchung dieser durch ihre dunkle Färbung auffallenden Einlagerungen führt jedoch zu ganz anderen Anschauungen. Im Dünnschliff erscheinen als constituirende Gemengtheile: Spinell (Pleonast), Korund, Titaneisen mit Rutil, Biotit, Zirkon, Andalusit (?) und ein nicht näher bestimmbares, farbloses Mineral. Wir haben also ebenso wie in dem Gestein an der Südgrenze des Seebener Diorites ein Aggregat von Mineralien vor uns, die in dieser Combination nicht gesteinsbildend aufzutreten pflegen. Auffallend ist auch hier die Bedeutung der Thonerdemineralien für den Aufbau des Gesteins. Unter diesen steht quantitativ der Spinell im Vordergrunde. Die dunklen, erst in sehr dünnen Schliffen durchsichtigen Pleonastkörnchen beherrschen auf den ersten Blick das ganze Bild (vgl. Fig. 3, Taf. XVI); sie bedingen wohl auch in erster Linie die dunkle Färbung des Gesteins. Die für geschichtete Silicatgesteine bezeichnendsten Bestandtheile, Quarz und Feldspath, nehmen nach den Resultaten der mikroskopischen Analyse an der Zusammensetzung dieses Gesteines keinen Antheil. Es dürfte schon aus diesem Grunde unzulässig sein, die fraglichen Gesteinsbildungen als directe, gewissermassen in situ entstandene Umwandlungsproducte der lamellaren Gneisse oder ihrer schieferigen Zwischenstraten zu deuten. Dagegen spricht auch die Art des Vorkommens, ihre local beschränkte Verbreitung und die scharfe Abgrenzung gegen das unveränderte Feldspathgestein. In besserer Uebereinstimmung mit den zu beobachtenden Thatsachen steht die Deutung dieser Vorkommnisse als Infiltrationsproducte. Die während der Eruptionsvorgänge durch die Einwirkung von Gasen und Dämpfen auf den durchbrochenen Schichtcomplex entstandenen stofflichen Neubildungen sind nicht nur an den Wänden der Gangkluft zum Absatze gelangt (Südgrenze des Diorits von Seeben), sondern wohl auch in Lösungen auf capillaren Spalten weiter gewandert. Einen Beleg hiefür gibt die eigenthümliche Art des Vorkommens von Mineralneubildungen in dem Eruptivgesteine selbst. In den Dioriten des Seebenkammes fanden sich weitab von der Contactregion an mehreren Stellen Anhäufungen derselben Mineralien, die wir in dem schwarzen Gestein an der südlichen Randkluft des Diorits beobachtet haben. Es sind theils sphäroidisch umrandete Knollen, theils unregelmässig gestreckte, mit dem Eruptivmagma verschlierte Blätter, die sich schon äusserlich auf den ersten Blick von den im Diorit von Seeben nicht gerade seltenen echten Einschlüssen unterscheiden. Eines dieser Vorkommnisse, eine etwa handtellergrosse, flachellipsoïdische Schliere im Quarzglimmerdiorit des Seebenkammes nördlich vom Hauptgipfel, wurde im petrographischen Abschnitt ausführlicher besprochen (Fig. 1, Taf. XVI). Andalusit, Pleonast, Korund, Biotit und Zirkon sind die constituirenden Gemengtheile. Die Deutung dieser Bildungen als Umwandlungsproducte eingeschlossener Gesteinspartikel des durchbrochenen Grundgebirges erscheint aus denselben Gründen ausgeschlossen, die wir soeben gegen eine analoge Auffassung der mineralreichen Knollen innerhalb der an der Basis des Diorits liegenden lamellaren Gneisse geltend gemacht haben. In der That beobachtet man an den vom Diorit umschlossenen Gneiss- und Schieferfragmenten nirgends irgend welche, auf derartige Processe hinweisende Veränderungen. Aeussere Erscheinungsform und Zusammen-

setzung sprechen vielmehr dafür, dass man es hier mit localen Concentrationen der in Lösungen transportirten Contactproducte zu thun habe.[1])

Von besonderem Interesse erscheint die Constatirung von Glaseinschlüssen in den Andalusiten dieses Mineralaggregates. Der Umstand, dass in derartigen Bildungen partielle Umschmelzungen stattgefunden haben, berechtigt uns zu dem Schlusse, dass die hier supponirten Vorgänge mineralischer Neubildungen, ihrer Circulation und ihres Absatzes im Wesentlichen noch vor Erstarrung der Eruptivmasse zum Abschlusse gelangt sind. Einen unanfechtbaren Beweis für diese Anschauung geben die durch zierliche Mikrofluctuationsstructur ausgezeichneten Mineralausscheidungen (Spinell, Rutil, Zirkon u. s. w.) in den Noriten der Wolfgrube und des Rothbaches, auf die wir an anderer Stelle zurückkommen werden.

Die abnormen Gesteinsbildungen an der südlichen Randkluft des Diorits, — die mineralreichen Schlieren innerhalb der Eruptivmasse selbst, — und die knolligen Concretionen in den Gneissbänken an der Basis des local übergreifenden Diioritergusses — sind somit als mineralogisch und genetisch gleichartige, nur hinsichtlich ihrer Ablagerungsräume verschiedene Producte zu betrachten. Ihre Entstehung fällt wohl im grossen Ganzen in ein und dieselbe Epoche, in die Zeit des Durchbruches der Eruptivmassen und des Beginnes ihrer Consolidirung. Eine schärfere Gliederung dieser Bildungen nach dem Zeitpunkte ihrer Entstehung dürfte schwer durchzuführen sein. Ihre mineralogische Constitution bietet hiefür keine Anhaltspunkte. Dagegen scheint die Rolle, welche einzelne Contactmineralien als accessorische Gemengtheile des Eruptivgesteins spielen, darauf hinzuweisen, dass die Mineralausscheidungen wohl ursprünglich aus dem Magma selbst erfolgten. Die mineralreichen Schlieren im Eruptivgestein würden wir somit in gewissem Sinne als primäre, die Absätze auf Hohlräumen, an den Ganggrenzen sowohl, wie im Nebengestein als secundäre Bildungen aufzufassen haben.

Kehren wir nun zur Besprechung unseres Durchschnittes zurück.

Der an der Basis des Diorits von Seeben hervortretende Schichtencomplex hält längs des Fahrweges auf eine Erstreckung von kaum 200 Schritten an, dann tritt man an der Stelle, wo die Schutzmauern der Aecker von Pardell auch von der linken Seite her den Weg einengen, wieder in Diorit. Die Grenze ist durch eine wellig verlaufende Gesteinsfuge markirt, die, nahezu im Streichen der Schichtgesteine liegend, die Wegrichtung unter einem sehr spitzen Winkel schneidet. Zur Linken des Weges steht das Eruptivgestein an, das durch ein System flach liegender, in SW. geneigter Absonderungsklüfte bankförmig gegliedert erscheint, zur Rechten liegen die in derselben Richtung verflächenden Phyllite, und es hat somit den Anschein, als würde der Diorit die geschichteten Gesteine in concordanter Lagerung unterteufen.

[1]) Man wird durch diese Vorkommnisse lebhaft an die concretionären Mineralausscheidungen in den Kersantiten des Harzes erinnert, welche Lossen erst jüngst in seinen werthvollen „Beiträgen zur Kenntniss des Harzes" (Jahrb. d. kgl. preuss. geol. Landesanstalt für 1880. Berlin 1881, pag. 22 ff.) beschrieben hat. Lossen bezeichnet dieselben direct als „Differencirungsgebilde des Magma's."

Für diese Auffassung scheinen auch die Verhältnisse in der östlichen Fortsetzung der Grenzregion an den gegen die Eisackstrasse abfallenden Gehängen zu sprechen, wo an den felsigen Entblössungen am Rande der Weinberge von Ganner und Sigiller die Diorite so weit nach SW. zurückgreifen, dass ihre Begrenzungslinie der Liegendgrenze der Diorite von Seeben annähernd parallel verläuft. Die zwischengelagerten Schiefer und Gneisse, die hier, wie auf der Höhe des Fahrweges nach Pardell, kaum mehr als 60—70 Meter Mächtigkeit beanspruchen, repräsentiren also scheinbar einen zwischen zwei Eruptivlagermassen concordant eingeschalteten Schichtencomplex. Verfolgt man dagegen die Grenze von dem höchsten Aufschlusspunkte ab nach West, so überzeugt man sich, dass sie den Felsabstürzen der Terrasse von Pardell entlang nahezu lothrecht zur Thalsohle der Tinneschlucht niedersetzt. Dieser Umstand sowohl, wie auch das Auftreten mehrerer in die Grenzphyllite im Tinnebach eingreifender Apophysen, auf die wir bei der Besprechung der Aufschlüsse dieses Thalabschnittes zurückkommen werden, lassen keinen Zweifel darüber, dass wir es hier mit einem intrusiven Erguss zu thun haben.

Der untere Abschnitt der mit Glacialbildungen bedeckten Terrasse von Pardell besteht, bis nahe an den Weiler hin, aus diesem mit den Dioriten von Seeben vollkommen übereinstimmenden Eruptivgestein. Nahe der Nordgrenze dieses Gesteinszuges, in dem Hohlwege unterhalb der kurz vor Pardell liegenden Kapelle, zeigen die Diorite abermals eine deutliche Plattung mit in WSW. (35°) geneigten Absonderungsflächen. Dann folgen kurz vor dem ersten Hofe von Pardell Phyllite, die in S. und SSW. verflächend, den höher gelegenen Abschnitt der Terrasse zusammensetzen. Es sind vorwiegend Thonglimmerschiefer mit Einschaltungen von hellfarbigen, talkigen und dunklen bis schwarzen, graphitischen Schiefervarietäten. Gneissartige Einlagerungen wurden hier nicht beobachtet. Die schwarzen, mit den bekannten Graphitschiefern des Villnöss- und Afers-Thales vollkommen übereinstimmenden Phyllitabänderungen sind an der Scheide der nach Feldthurns und Verdings führenden Wege in einem künstlichen Aufschluss entblösst.

Die Nordgrenze des Diorits von Pardell, die mit einem Streichen von W25N in O25S aus dem Tinnebach in's Eisackthal hinübersetzt, fällt in ihrer ganzen Erstreckung mit einer senkrecht in die Tiefe gehenden Verwerfungskluft zusammen, welche zu beiden Seiten des steil umrandeten Plateau's in befriedigender Weise aufgeschlossen ist. Auf der Westseite erscheint sie durch einen in den Tinnebach abfallenden Felsrunst markirt, der thalabwärts von nackten Dioritwänden, thalaufwärts von dunkel bewaldeten Phyllit-Abstürzen flankirt wird. Die Schichtgesteine fallen, wie auf der Höhe des Plateau's, gegen den Diorit in Süd ein. An der dem Eisackthal zugewendeten Abdachung fällt die Verwerfungsspalte mit jener Thalschlucht zusammen, die nördlich von dem Gehöfte Sigiller an das mit Weinbergen bedeckte Gehänge hinaustritt. Hier steht den Dioriten, welche die schroffen Felswände zur Rechten des Thaleinschnittes aufbauen, ein Schichtkopf gegenüber, der sich aus Phylliten und Bändergneissen mit stark gewundenen und gefalteten Quarzlamellen, dem Schichtcomplex von Seeben-Branzoll, zusammengesetzt. Soweit die Thallinie ihre schroffen Contouren bei-

behält, fallen die Schichtgesteine mit flacher Neigung von den Dioriten in Nord ab. Erst unterhalb des von der Eisackstrasse aus sichtbaren, dem Plateaurande zunächst liegenden Gehöftes biegen die Phyllite in die entgegengesetzte, im Tinnebachabschnitte herrschende Fallrichtung um. Wir stehen hier an einer der auffallendsten tektonischen Linien des ganzen Eruptivgebietes, deren Bedeutung aber erst dann näher discutirt werden kann, wenn wir die Verbreitung und Lagerung der Diorite in dem westlich vom Tinnebach liegenden Gebirgsabschnitte kennen gelernt haben werden.

Durch den kahlen Bergrücken, der sich nordwärts über die Terrasse von Pardell erhebt, streicht in ostwestlicher Richtung eine dritte Dioritmasse hindurch, die wir weiterhin nach dem Namen der auf der Höhe dieses Rückens liegenden Ortschaft als „Dioritzug von Verdings" bezeichnen wollen. In dem beigegebenen Durchschnitte, der ungefähr durch die Mitte des felsigen Steilrandes oberhalb Pardell hindurchsetzt und den Gesteinszug im Bereiche seiner grössten Mächtigkeit verquert, erscheint der Diorit als eine einheitliche, gangförmige Masse, die in meridianaler Richtung in einer Breite von etwa 350 Meter blossliegt. Die durchbrochenen Schichtgesteine fallen beiderseits gegen die Gangmasse ein. (Taf XV.)

Viel complicirter gestalten sich die Verhältnisse im Osten und Westen unserer Profillinie, wo die beiden nach Verdings führenden Wege eine Reihe leicht zugänglicher Aufschlüsse bieten. Am lehrreichsten sind die Entblössungen längs des Fusspfades, der oberhalb der nordöstlichsten Gehöfte von Pardell bei einem Kreuze vom Hauptwege abzweigend ziemlich rasch an dem mit Kastanien bestandenen Gehänge nach Verdings emporführt. Der erste Theil des Anstieges führt durch einen Wechsel von helleren talkig und dunkleren graphitisch veränderten Phylliten, in welche sich dickbankige, harte, quarzitische und feldspathführende, lamellare Gesteine einschalten, wie sie den Schichtencomplex an der Basis der Diorite von Seeben charakterisiren. Darüber folgt eine schroffere, von Vegetation gänzlich entblösste Gehängstufe als östliche Fortsetzung jenes Steilrandes, mit dem sich die Diorite in dem Durchschnittspunkte unseres Profils aus dem Phyllitcomplexe herausheben. Hier begegnen wir auch sofort anstehenden Dioriten, aber nicht mehr in Gestalt eines einzigen ungegliederten Ganges, sondern in jener Erscheinungsform, die das Ausgehende einer vielfach zerspaltenen und zertrümmerten Intrusivmasse darbietet. Ausgedehnte Phyllitschollen mit unregelmässiger, scharfeckiger Umrandung und vielfach wechselnder, bald steiler, bald flacher gestellten Schichtenlage erscheinen ringsum vom Diorit umflossen und umschliessen selbst eckig contourirte Eruptivgesteinskeile, die offenbar als Enden kleinerer Gangtrümmer aufzufassen sind. Die folgende Skizze gibt ein ziemlich getreues Bild des complicirten Ineinandergreifens von Diorit und Phyllit, wie es sich auf die leider nahezu im Streichen der Intrusivbildungen liegende Aufschlussfläche des Gehänges projicirt. Die auf der Westseite des Aufschlusses hervortretenden Phyllite verflächen in Nordwest (30°), während die helleren, quarzreichen, durch einen blassgrünen, sericitischen Glimmer ausgezeichneten Phyllite, die der auf der Skizze markirte Fussweg durchschneidet, in Südsüdwest (35°) einfallen. Die am unteren

Rande des Aufschlusses liegenden Phyllite lassen den welligen Bau des durchbrochenen Schichtcomplexes am besten hervortreten. Sie

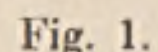
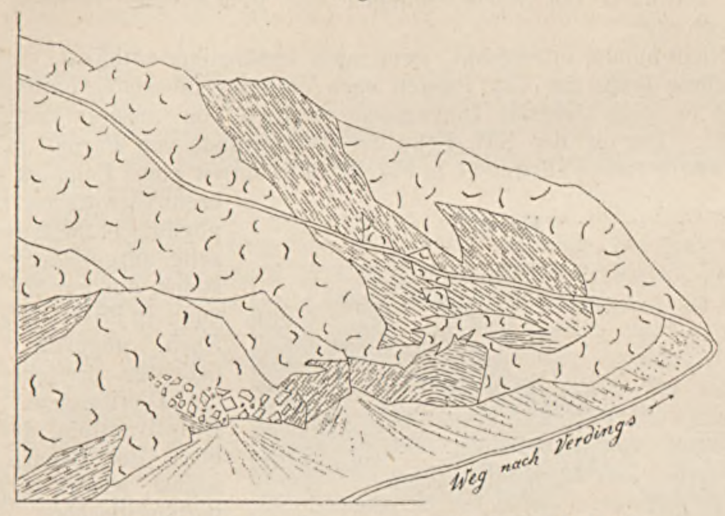


Fig. 1.



Aufschlussbild auf dem Fusswege von Pardell nach Verdings.
(Die Schichtgesteine sind durch unterbrochene Schraffen markirt.)

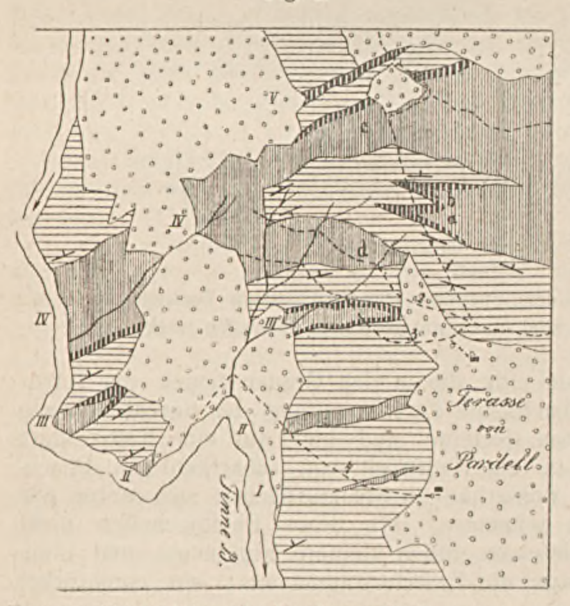
geben zugleich ein Beispiel für die in den Grenzregionen der Intrusivmassen häufig zu beobachtende Zertrümmerung des durchbrochenen Phyllits. Die geschichteten Gesteine sind hier auf eine Erstreckung von ungefähr 2 Meter in ein Haufwerk von scharfkantigen Bruchstücken aufgelöst, deren wohlerhaltene Structurflächen sich unter den verschiedensten Winkeln schneiden. Wo diese Phyllitschollen nicht unmittelbar aneinanderschliessen, füllen kleinere Fragmente und glimmerreicher Gesteinsdetritus die Zwischenräume aus; ein eigentliches Cäment fehlt.

Der Phyllit zeigt längs der Berührungsgrenzen mit dem Eruptivgesteine nirgends irgendwelche, die Gesteinsbeschaffenheit wesentlich alterirende Umwandlungserscheinungen. Nur an einer Stelle, am oberen Rande der zuletzt erwähnten Phyllitscholle, beobachtet man Mineralneubildungen und zwar strahlig-büschelige Aggregate von schwarzem Turmalin, der auf die Contactlinie beschränkt im Phyllit sowohl, wie im Diorit kleine Hohlräume auskleidet. Der Diorit selbst zeigt an der Contactgrenze und in den schmalen Ausläufern seiner mannigfaltigen Ramificationen eine bemerkenswerthe Texturabänderung. Das gleichmässig körnige Eruptivgestein, das die Hauptmasse des Höhenrückens von Verdings zusammensetzt, geht hier in ein h·mogenes, bläulichgraues, scharfkantig zerklüftendes und leicht in dünne Scherben spaltendes Gestein über, aus dessen anscheinend dichter Grundmasse nur vereinzelte Krystalldurchschnitte von Feldspath und Augit heraustreten. Das Gestein erhält hiedurch den makroskopischen Habitus eines Porphyrits.

Etwa 50 Schritte in Ost von unserem Aufschlussbilde tritt in einer felsigen Entblössung inmitten des flacheren Ackerterrains der letzte Ausläufer der hier geschilderten Dioritapophysen zu Tage. Weiterhin verhüllen die Glacialbildungen der Feldthurnser Terrasse das Grundgebirge.

Nicht minder interessant, wenn auch ungünstiger entblösst, sind die Aufschlüsse längs des von Pardell nach Verdings führenden Fahrweges, der die in Rede stehende Dioritmasse westlich von unserer Profillinie verquert. Der in der NW.-Ecke der Ackergründe von Pardell in den Wald eintretende Fahrweg (1 in Fig. 2) führt durch einen Complex rostbraun verwitterter, theils phyllitisch, theils gneissartig ausgebildeter Gesteine, die mit 30° Neigung in SSW. einfallen. Nach ungefähr 120 Schritten erreicht man die Dioritgrenze. Das Eruptivgestein, das uns hier, der Grenze zunächst, wieder in jener porphyritischen Ausbildung entgegentritt, welche in den schmäleren Apophysen im Ausgehenden der Gangmasse zur Entwicklung kommt, hebt sich schon durch seine scharfkantigen Erosionsformen deutlich aus den rundhöckerig verwitternden Schichtgesteinen heraus. Durch ein System flach in Süd geneigter Absonderungsklüfte erhält das massige Gestein eine der Schichtung des vorliegenden Phyllit- und Gneiss-Complexes nahezu concordante dickbankige Gliederung, die bei flüchtiger Begehung zur Ansicht führen könnte, dass der Diorit die Schichtgesteine regelmässig unterteufe. Verfolgt man jedoch die Contactlinie von ihrem Durchschnittspunkte mit dem Fahrwege ausgehend an den felsigen Entblössungen rechts vom Wege weiter nach Ost, so ergibt sich, dass dieselbe in dieser Richtung allmälig ansteigend quer durch den Phyllit hindurchsetzt, so zwar, dass der Diorit über dem Schichtgestein zu liegen kommt und sich, so weit die Grenzverhältnisse von hier ab zu verfolgen sind, wie

Fig. 2.



Topographische Skizze des Verdingser Spaltensystemes.[1])

[1]) Die durchbrochenen Schichtgesteine sind durch Horizontal-, die Intrusivbildungen durch Vertical-Schraffen bezeichnet. Innerhalb der letzteren wurden die porphyrischen Salbänder noch besonders hervorgehoben. Die Verbreitung der glacialen Schuttbedeckung erscheint durch Ringpunkte markirt.

ein übergreifendes Sediment auf den Schichtenköpfen des Phyllits ausbreitet. Noch weiter in Ost stellt sich die Contactfläche steiler auf, und die Phyllite an der Basis der allmälig zu schrofferen Felskämmen aufragenden Diorite schiessen mit steilem nördlichen Verflächen unter das Eruptivgestein ein, wie das in dem Durchschnitte durch die Mitte der Gangmasse (Taf. XV) zur Darstellung gelangt. Es treten uns also auch hier, ebenso wie im Ausgehenden des Dioritzuges, Verhältnisse entgegen, die nur unter der Annahme intrusiver, local übergreifender Lagerung des Eruptivgesteins innerhalb eines älteren, zur Zeit des Durchbruches der Eruptivmassen bereits gefalteten Schichtensystems verständlich werden.

Kehren wir nun zu den längs des Fahrweges sich darbietenden Aufschlüssen zurück. Ungefähr 15 Schritte nördlich von der soeben besprochenen Contactgrenze tritt inmitten der Eruptivmasse plötzlich eine in Nordwest verflächende Phyllitscholle zu Tage, die im Niveau des Fahrweges in einer Breite von 2 Meter blossliegt, nach aufwärts aber an dem felsigen Gehänge sich rasch keilförmig verjüngt und im Diorit ausspitzt. Nach weiteren 5 Schritten schneidet das Eruptivgestein abermals an einem Phyllitcomplex ab, der nun auf eine grössere Erstreckung hin die Continuität der Dioritmasse unterbricht. Die Phyllite fallen von der nahezu verticalen Grenzfläche mit 30° Neigung in Nordwest ab. Längs des Fahrweges sind sie in einer Breite von ungefähr 25 Schritten aufgeschlossen, nach Ost hin nehmen sie dagegen rasch an Mächtigkeit ab, um endlich vollständig im Diorit auszukeilen. Kurz vor der Umbiegung des Weges aus seiner bisherigen Nordnordwest-Richtung in Ostsüdost verquert man den diese zweite Phyllitscholle nordwärts umfassenden Ausläufer der dioritischen Gangmasse, innerhalb dessen der rückläufige Abschnitt der Wegschleife auf die Höhe von Verdings hinaufführt. Folgt man dem Fusspfad, welcher am oberen Rande des kleinen, an der Wendung des Fahrweges liegenden Ackers zu den vereinzelten Gehöften westlich von Verdings hinüberführt, so gelangt man noch innerhalb des Waldrandes an die Nordgrenze dieses Dioritzuges, die zugleich mit der Nordgrenze der Gesammtgangmasse zusammenfällt. Auch hier tritt wieder die deutlich körnige Ausbildung des Eruptivgesteines in dem Masse zurück, als man sich der Grenze nähert und dieser zunächst erscheinen in ungefähr 1 Meter Breite die harten, flachschalig spaltenden, anscheinend aphanitischen Gesteinsvarietäten, denen wir zuerst in den Ramificationen im Ausgehenden der Gangmasse begegnet sind. In frischem Zustande sind diese dichten, nur durch vereinzelte glasige Feldspathdurchschnitte ihre porphyrische Textur verrathenden Gesteine tief dunkel bis basaltschwarz, unter dem Einflusse der Tagwässer nehmen sie aber lichtere, bläulich- und grünlich-graue Farbentöne an und zersetzen sich endlich zu gelblichen und bräunlichen Massen mit erdigem Bruch, die kaum mehr den Charakter eines Eruptivgesteines an sich tragen. Reichlichere Imprägnation mit Eisenkies kennzeichnet diese vorgeschrittenen Verwitterungsstadien. Die geschichteten Grenzgesteine des Diorits sind quarzreiche, durch Muscovit und fleischrothen Orthoklas ausgezeichnete lamellar-plattige Gneisse, die mit phyllitischen Schichten wechselnd von der senkrecht niedersetzenden Contact-

grenze in Nord abfallen. Wo man aus dem dünnen Föhrenbestande auf die mit Glacialbildungen bedeckte Culturterrasse hinaustritt, setzt in dem erwähnten Schichtencomplex noch ein selbstständiger Gang auf, der in seiner ganzen Breite (etwa 0·5 Meter) aus dem basaltschwarzen Aphanit besteht, den wir soeben an der benachbarten Dioritgrenze beobachtet haben.

Aus der vorstehenden Schilderung der Grenzverhältnisse von Diorit und Phyllit geht also hervor, dass sich die Verdingser Gangmasse auch nach West hin in mehrere Aeste spaltet, die als deutliche Intrusivmassen einen in ihrem Streichen liegenden, flach aufgewölbten Schichtensattel durchbrechen. Nur die dritte und mächtigste dieser Apophysen (*c*) lässt sich auf eine grössere Erstreckung über unsere Durchschnittslinie hinaus verfolgen; sie erreicht den Tinnebach etwas oberhalb der als Wolfsgrube bezeichneten Seitenschlucht. Die beiden ersteren (*a* und *b*) keilen dagegen, wie die Begehung der zu dieser Thallinie abdachenden Gehänge lehrt, schon nach kurzem Verlaufe im Phyllit aus.

An der zum Tinnebach absteigenden Böschung verlaufen zwei von der NO.-Ecke der Pardeller Terrasse ausgehende Wege, (2 u. 3 in Fig. 2) von denen der in höherem Niveau liegende das längs des Verdingser Fahrweges gewonnene Aufschlussbild wesentlich ergänzt. Der erste Theil dieses Weges verläuft in flachgelagertem Phyllit, dann folgen, in einem Thaleinriss entblösst, Diorite, und zwar feinkörnige Gesteine, die sich durch das Hervortreten grösserer Durchschnitte von Feldspath und Augit zunächst an die früher beschriebenen porphyrisch ausgebildeten Typen anschliessen. Sie bilden felsige Aufschlüsse bis zu einer zweiten tieferen Erosionsfurche, wo sie geradlinig an quarzreichen Phylliten abschneiden. Längs des Weges sind diese Phyllite in einer Breite von 13 Meter aufgeschlossen, dann heben sich neuerdings mit steil stehender Grenzfläche Diorite heraus, die thalabwärts mit dem ersterwähnten Diorit in eine Intrusivmasse zusammenfliessen. Verfolgt man die diesen Phyllit-Keil umfassenden Dioritgrenzen nach aufwärts gegen den Verdingser Fahrweg hin, so ergibt sich folgendes: die westliche Begrenzungslinie steigt Anfangs mit nördlichem Streichen das Gehänge hinan, wendet sich aber dann in scharfem Winkel umbiegend nach Ost, und verläuft endlich in die Südgrenze jener dritten Dioritapophyse, die wir längs des Verdingser Fahrweges verquert haben. Die gegen Pardell zu gelegene Dioritgrenze dagegen steigt gleich vom Wege ab in rein östlicher Richtung an dem Gehänge empor, biegt sodann in OSO. um und erreicht hart an der Stelle, wo der Verdingser Fahrweg in den Wald eintritt, den Rand der Glacialterrasse von Pardell. Sie bezeichnet die Nordgrenze einer in Ost ausstreichenden Apophyse (*d*), welche mit der Gangmasse von Verdings nur durch Vermittlung des oben mit *c* bezeichneten Dioritastes in Verbindung steht. Durch die zwischen *c* und *d* eingekeilte Phyllitscholle streicht der Scheitel jener Antiklinale durch, die wir an dem Verdingser Fahrweg beobachtet haben. Die Gewölbeschenkel werden beiderseits von den schief aufsteigenden Grenzflächen der Diorite nahezu rechtwinkelig zur Lage der Phyllitblätter abgeschnitten. Am besten beobachtet man dieses Verhältniss längs der nordöstlich durchstreichenden Dioritgrenze, wo durch einen günstigen Aufschluss hart am Wege auch die feineren Details des Diorit-Phyllitverbandes blossgelegt sind.

Die gedrängt stehenden, vielfach gewundenen Quarzlamellen des Phyllits greifen hier scharfzackig in das eng an die Spaltenwand sich anschmiegende Dioritmagma ein, und dieses selbst umschliesst der Grenze zunächst zahlreiche Quarzfragmente und Schieferbruchstücke. Trotz des innigen Verbandes lassen aber weder die Grenzphyllite noch die Einschlüsse irgendwelche bemerkenswerthe Umwandlungserscheinungen erkennen.

Südlich von dem in so complicirter Weise zertrümmerten Spaltensystem der Verdingser Masse treten an der Abdachung gegen den Tinnebach noch mehrere selbstständige Dioritdurchbrüche auf, welche alle derselben, dem Hauptstreichen des Verdingser Zuges parallelen Richtung folgen. Die nördlichsten derselben (III) verquert man auf dem mit 3 bezeichneten Fusswege, der von dem mehrerwähnten Gehöfte in der NO.-Ecke der Terrasse von Pardell ausgehend Anfangs ziemlich rasch gegen den Tinnebach absteigt, dann aber dem in höherem Niveau liegenden Fahrweg parallel im Streichen des Gehänges thaleinwärts führt.

Wo der Weg mit abnehmendem Gefälle in WNW. umbiegt, treten Eruptivgesteine zu Tage, die deutlich gangförmig den flach in NW. einfallenden Phyllitcomplex durchsetzen. Es sind quarzarme Gesteine mit einer feinkörnig-krystallinischen Grundmasse, aus welcher einzelne grössere Durchschnitte von Plagioklas und Augit heraustreten. Diese schon dem unbewaffneten Auge auffallende, phorphyrartige Differenzirung des durchaus körnigen Gemenges spricht sich noch schärfer in der mikroskopischen Textur der aphanitischen Gesteinsabänderungen aus, welche die Gangmasse zu beiden Seiten nach Art breiter Salbänder begrenzen. Es sind dieselben dichten, melaphyrähnlichen Gesteine, die wir in der Umrandung der Verdingser Masse und ihrer Apophysen beobachtet und als porphyrartige Erstarrungsmodification des körnigen Augitgesteins bezeichnet haben. Längs der nördlichenGanggrenze bilden sie eine mehrere Meter breite Randzone, die sich durch die intensiv schwarze Färbung des hier vollkommen frischen Aphanits sehr scharf von dem grünlich grauen, in vorgeschritteneren Verwitterungsstadien röthlich-braunen körnigen Augitdiorit abhebt. Am Südrande der Gangmasse hat die aphanitische Grenzzone eine geringere Breite, die Gesteine selbst sind unter dem Einfluss beginnender Zersetzungserscheinungen gebleicht und verfliessen ganz allmählig in die makroskopisch körnigen Gesteinstypen der Gangmitte. Diorit und Aphanit sind ganz gleichmässig von steil in NW. einschiessenden Absonderungsklüften durchsetzt.

Durch den mittleren Abschnitt der Gangmasse streicht längs des Weges in einer Breite von 7—8 Metern aufgeschlossen, eine Zone von Trümmergesteinen hindurch, die sich aus eckigen Quarzbrocken und bis kopfgrossen Bruchstücken verschiedener Schiefervarietäten, sowie der demselben Schichtenverbande entstammenden, durch ihren fleischrothen Orthoklas auffallenden, lamellaren Gneisse zusammensetzt. Feinkörnig, zum Theil phorphyrartig erstarrtes Magma erfüllt die Hohlräume zwischen den wirr durcheinanderliegenden Gesteinstrümmern. Die Art der Caementirung sowohl, wie auch die Umrandung der unregelmässig an- und abschwellenden, durch einen Ausläufer der Gangmasse in zwei Schollen getrennten Breccienmasse, beweist zur Genüge,

dass wir hier nicht eine jüngere Spaltausfüllung, sondern eine die Eruptionsvorgänge begleitende Trümmerbildung vor uns haben.

Nach Ost hin lässt sich diese in mehrfacher Hinsicht interessante Gangmasse bis an den Rand der Terrasse von Pardell verfolgen. Im Westen verschwindet sie zunächst unter einer mächtigen Decke von Glacialschutt, taucht aber im Thalgrunde gegenüber dem „langen Kofl" in einem schmalen Felsriegel neuerdings empor. Auf die hier herrschenden Lagerungsverhältnisse werden wir bei Besprechung der Aufschlüsse im Tinnebach zurückkommen.

Südlich von dieser Gangmasse liegen zwei weitere Dioritdurchbrüche, welche der von der Südwestecke der Pardeller Terrasse in den Tinnebach hinabführende Fussweg (4 der Skizze) in günstiger Weise aufschliesst. Wenige Schritte unterhalb des am Terrassenrande liegenden Fallerhofes setzt in flachgelagertem quarzreichen Phyllit eine ca. 24 Meter breite Gangmasse auf (in Fig. 2), die nahe ihrem Südrande eine 4 Meter breite, nach oben sich vollständig auskeilende Scholle wohlgeschichteten Phyllits umschliesst. Das unregelmässig zerklüftete, durch seine dunklen, fettglänzenden Verwitterungsflächen auffallende Eruptivgestein bildet ein Bindeglied zwischen den gleichmässig feinkörnigen uud den aphanitischen, mit porphyrartiger Structur erstarrten Gesteinstypen. Die Gangmasse lässt sich über die Grenzen des Aufschlusses hinaus nur wenige Schritte weit nach Ost und West verfolgen.

Im letzten Dritttheil dieses Fussweges verquert man die zweite, etwa 16 Schritte breite Gangmasse (II der Skizze), die beiderseits von nordöstlich verflächenden Phylliten und den mit ihnen wechsellagernden feldspathreichen, lamellaren Gneissen begrenzt wird. Das durch Verwitterung stark veränderte Eruptivgestein besteht aus einer feinkörnigen, röthlich-braunen bis chocoladefarbenen, feldspathreichen Grundmasse, in welche scharf umrandete Durchschnitte eines dunklen, faserig veränderten Augits eingestreut erscheinen. Kalkspath- und Epidot-Bildung begleiten die Umwandlungserscheinungen. Das Gestein schliesst sich jedenfalls zunächst an die zu porphyrartiger Ausbildung hinneigenden Gesteinstypen an. Auch dieser Gangzug verschwindet nach West rasch unter der Schuttbedeckung des Gehänges, tritt aber, wie wir später sehen werden, in der Thalsohle wieder zu Tage und streicht erst am rechten Ufer des Tinnebaches im Phyllit aus.

2. Profil durch den unteren Abschnitt des Tinnebaches.

Der vielfach gewundene, schluchtförmige Erosionskanal, durch welchen der Tinnebach in's Eisackthal hinaustritt, gibt in einer fast ununterbrochenen Reihe felsiger Aufschlüsse ein klares Bild von dem raschen Gesteinswechsel im Bereiche der geschichteten Bildungen der Quarzphyllitgruppe und ihrer Beziehungen zu den massigen Gesteinen dieses Gebietes. Die Felswände, welche hinter der Mühle am rechten Ufer des Thalausganges an den Weg herantreten, bestehen vorwiegend aus den feldspathführenden, gneissartigen Gesteinen, die in dem Durchschnitte Branzoll-Seeben mit Thonglimmerschiefern wechsellagern. Sie

fallen in mächtigen, von Kluftflächen durchsetzten Bänken mit durchschnittlich 25—30° Neigung thalauswärts, in SSW. ein. Ein lichter talkig- oder dunkler chloritisch veränderter Glimmer bestimmt die Färbung des verworren-flaserigen bis lamellar-plattigen Gesteines. In einzelnen Bänken treten dunkle Chloritschuppen und glänzende Epidot-Körner an die Stelle des Glimmerbestandtheiles. Der Quarz überwiegt meistens über den rasch wechselnden Gehalt an orthoklastischem Feldspath und erscheint ausser im Gesteinsgemenge häufig noch in gestreckten Platten oder kürzeren lenticularen Massen, wie sie die Schiefergesteine der Quarzphyllitgruppe charakterisiren.

Wo sich der Schichtcomplex an einer das Thal verquerenden Verwerfungskluft plötzlich steiler aufrichtet, um dann auf eine grössere Erstreckung hin ungefähr 60° in Süd zu verflächen, treten dünner geschichtete Phyllitlagen in die Schichtfolge ein. Sie wechseln auf das Lebhafteste mit dickbankigen grünlich-grauen und röthlichen Gneissabänderungen, die sich von jenen des Thalausganges nur durch reichlichere Feldspathführung unterscheiden. Die röthlichen Gneissvarietäten verdanken ihre Färbung einem hellfleischrothen bis bräunlich-rothen Orthoklas, der in unregelmässig an- und abschwellenden, krystallinisch-körnigen Partien zwischen dichtverwebten Membranen eines grünlichen, durch Umwandlungserscheinungen häufig gebleichten Glimmers eingebettet liegt. Das verworren-flaserige Gestein ist dickbankig geschichtet, die Schicht- und Kluftflächen sind mit intensiv rothen Beschlägen von Eisenoxydhydrat bedeckt. Auf Sprüngen und Klüften des Gesteines finden sich Ablagerungen von gelblichgrünen epidotischen Zersetzungsproducten. Neubildungen dieser Art beobachtet man auch an den weniger stark veränderten grünlichgrauen Gneissvarietäten. Die in den Gneisscomplex eingeschalteten Phyllitlagen bestehen theils aus feingefältelten Thonglimmerschiefern, theils aus quarzreichen Talkschiefern, wie sie auch anderwärts in den höheren Abtheilungen der Quarzphyllitgruppe mit Thonglimmerschiefern wechsellagern.

An die schroffen Felswände schliessen sich in der Fortsetzung des Profils sanfter geböschte Gehänge an, an deren Fusse die Gesteine der Thalsohle unter jüngerer Schuttbedeckung verschwinden. Nach kurzer Unterbrechung folgen abermals felsige Aufschlüsse, und zwar zunächst grünlichgraue, körnigstreifige Gneisse, aus denen sich durch Zurücktreten des Glimmers ein undeutlich geschichtetes, massig zerklüftetes Gestein entwickelt, das sich im Wesentlichen als ein grosskörniges Gemenge von schwach grünlich gefärbtem Feldspath und Quarz darstellt.

Aehnliche glimmerarme Quarzfeldspathgemenge wurden in dem Profile längs des Weges nach Pardell innerhalb der Bändergneisse im Liegenden des Diorites von Seeben beobachtet.

Mit flacher Lagerung unter diese Gneisse einfallend (15—20° in Süd) folgt nun thalaufwärts eine Schichtreihe von eigenthümlicher Entwicklung. Die durch ihre grössere Härte, das dichte Gefüge und die dunklen Farbentöne auffallenden Contactgesteine, denen man in dem Durchschnitte von Seeben-Pardell in der Umrandung des Diorites begegnet, treten hier in Verbindung mit schwarzen, homogenen Thonschiefern und glimmerreichen, schiefrigen und gneissartigen Einlagerungen in mächtigen Auf-

schlüssen an den Weg heran. Zahlreiche, gedrängt stehende, steil in N. einschiessende Kluftflächen durchsetzen den flachgelagerten Schichtcomplex und bedingen eine scharfkantig polyedrische Absonderung des Gesteines. Die dickbankigen, harten Contactschiefer erhalten hiedurch local den Charakter eines plattig abgesonderten, unregelmässig zerklüfteten massigen Gesteines, das durch seine basaltschwarze Färbung, die homogene Textur und die dunkelölgrünen bis braunen, fettglänzenden Belege auf den Kluftflächen lebhaft an den so charakteristischen Habitus gewisser aphanitischer Eruptivgesteine dieses Thalgebietes erinnert. Schichtung und Flaserung ist jedoch gewöhnlich an Handstücken noch deutlich erkennbar. Von besonderem Interesse ist die Art des Verbandes der in diesem Aufschlusse zu Tage tretenden Gesteinsabänderungen. Die nahe dem Südrande des Aufschlusses in den Hangendpartien der Schichtfolge liegenden Gneisse, die aus einer körnigen vorwiegend feldspathigen Grundmasse mit regellos eingestreuten hexagonalen Glimmerblättchen bestehen, bilden kurze, linsenförmig an- und abschwellende, im Streichen ineinander fliessende Massen von 1—2' Durchmesser, an welche sich zunächst in schmalen bandförmigen Zonen dunkle, harte, hälleflintartige Gesteine anschmiegen, die makroskopisch keine weitere Sonderung ihrer Gemengtheile gestatten. Nach aussen folgen dann dünnschichtige glimmerreiche Gesteinszonen, oft nur feinschuppige Aggregate von tombackbraunen Glimmerblättchen darstellend, die durch mannigfache Zwischenglieder mit den die Hauptmasse des Aufschlusses bildenden schwarzen Thonschiefern in Verbindung stehen.

Die linsenförmigen Gneisskörper keilen weiterhin vollständig aus, auch die glimmerreicheren Zwischenstraten treten zurück und man beobachtet an den Felswänden nur noch einen Wechsel von dünnschichtigen schwarzen Thonschieferlagen mit den früher erwähnten dunklen dickplattigen gehärteten Schiefergesteinen. Diesen Schichtcomplex concordant unterlagernd, folgen in der Fortsetzung des Profils, der Mühle am linksseitigen Bachufer gegenüber, hellfärbige, zierlich gebänderte Gesteine, welche aus einem Wechsel von feinen, mit unbewaffnetem Auge oft kaum mehr zu trennenden Lamellen von Quarz und dichter Feldspathmasse bestehen, die von chloritischen Zersetzungsproducten durchtränkt, zonenweise dunkler schattirt erscheinen. Sie gleichen vollkommen den als Bändergneiss bezeichneten Gesteinstypen, die auf der Höhe des linksseitigen Thalkammes zwischen den beiden Dioritmassen von Seeben und Pardell mit Glimmerquarziten und Phylliten wechsellagern.

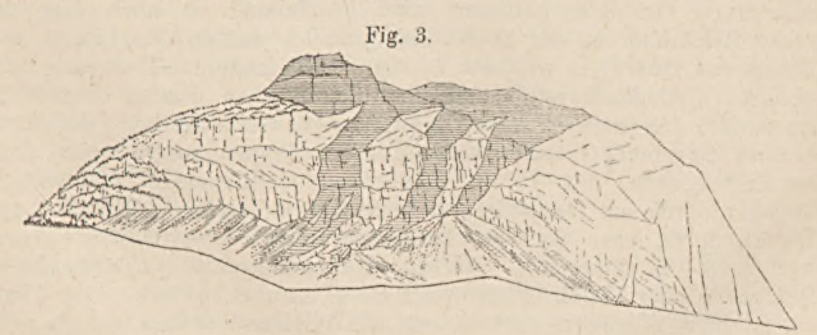
In der Thalsohle erreichen sie eine bedeutende Mächtigkeit und bilden schroffe Felswände mit ebenflächiger, dickbankiger Absonderung und steilen in WNW. durchstreichenden Kluftflächen. Wo eine deutliche Bankung fehlt, orientiren die ausgezeichnete lamellare Textur und die häufige Einschaltung langgestreckter Quarzlinsen zwischen die feldspathreicheren Lagen sehr leicht über die Lagerung des Gesteines. An der Basis der lichten Bändergneisse tritt kurz vor der Umsetzung der Thallinie aus NO. in NNW. eine zweite Folge von veränderten Schiefergesteinen hervor, welche am besten in dem Felssporn entblösst sind, an dessen Fusse der nun gänzlich zerstörte Fahrweg kurz vor seinem Uebergang auf die linke Thalseite vorüberführte. Echte Thonschiefer sind in diesem zweiten, tiefer liegenden Complex selten, die

gehärteten kieselschieferartigen Contactgesteine überwiegen und erhalten in manchen Bänken durch den Wechsel von schwarzen, dunkelvioletten und grünen Lagen eine ähnliche gebänderte Farbenzeichnung wie die darüber liegenden helleren Bändergneisse.

Eine kleine Nothbrücke führt hier von der weiterhin unzugänglichen rechten Thalseite auf die linke über. Der felsige Vorsprung, an dem wir hier unser Profil wieder aufnehmen, besteht aus den beiden eben geschilderten Schichtabtheilungen, zu unterst aus den dunklen, gehärteten Schiefergesteinen, die hier in einzelnen Bänken durch Feldspath- und Glimmerausscheidungen gneissartigen Charakter annehmen, und ausserdem zahlreiche, der Schichtung parallel gestreckte Linsen und Platten von Quarz umschliessen, in denen häufig wohlausgebildete Krystalle von rothem Orthoklas eingebettet liegen, — höher oben aus den hellfärbigen, grünlich gebänderten und gestreiften lamellaren Gneissen. Die dünner geschichteten Bänke der dunklen umgewandelten Schiefergesteine sind nur noch an dem thalaufwärts folgenden Felsriegel, an welchem die Thallinie in eine rein nordsüdliche Richtung umspringt, in einem kleinen Aufschluss entblösst und keilen dann in den sie umhüllenden gneissartigen Gesteinen vollständig aus.

Ueber den dazwischen liegenden Wegabschnitt, der nahezu im Streichen dieses Schichtcomplexes verläuft, erheben sich zur Rechten in unzugänglichen Wänden die schroffen Felsabstürze der Pardeller Terrasse. Der Plateaurand selbst und die oberen Partien des Absturzes fallen noch in den Bereich der Diorite von Pardell, wie schon aus den oben gegebenen Daten über den Verlauf der Südgrenze dieses Gesteinszuges hervorgeht. Der untere Abschnitt der an einigen schmalen Felsbändern sich rasch abstufenden Wände, besteht aus den soeben geschilderten lichten, plattigen Gneissen, die in flach liegenden Bänken (20—25°) in Südwest einfallen und quer auf ihre Streichungsrichtung von drei mächtigen Dioritapophysen durchbrochen werden, die sich als unmittelbare Dependenzen der Dioritmasse von Pardell darstellen. Mächtigkeits- und Grenzverhältnisse dieser Gangzüge, die sich von dem hellfärbigen Gneisscomplexe nicht so deutlich abheben, dass man sie schon vom Thalwege aus überblicken könnte, studirt man am besten längs der oberen Grenze der Schutthalden, die dem Fusse der Steilwände vorliegen. (Vergl. Fig. 3.)

Fig. 3.



Apophysen des Dioritzuges von Pardell an dem Terrassenabsturz gegen den Tinnebach. (Die Intrusivmassen sind durch enge Horizontalschraffen markirt.)

Die nördlichste dieser Apophysen (in Fig. 3 links) setzt als eine 20 Meter breite Gangmasse nahezu lothrecht durch die Felswand nieder; ihre Nordgrenze streicht in h. 3, die Südgrenze in h. 5. Sie umschliesst drei Gneissschollen von verlängert-elliptischem Umriss, von denen zwei an der Felswand selbst blossgelegt sind, die dritte in dem niederen Felsbuckel zu Tage tritt, in welchem die Dioritmasse thalwärts ausstreicht.

Die zweite, in h. 4 streichende Dioritapophyse entspringt an der Felswand in einer Breite von 26 Meter, spaltet sich aber schon im Bereiche der Schuttvorlage in mehrere, in ihren letzten Ausläufern kaum fussbreite Aeste, die als scharfbegrenzte Gesteinskeile mit deutlich durchgreifender Lagerung im Gneiss ausgehen. Stark verwitterte Brecciengesteine mit dioritischem Bindemittel begleiten in einer schmalen Zone den Südrand dieser Apophyse.

Der dritte Gangzug streicht in h. 7 durch einen von der Pardeller Terrasse herabziehenden Felsrunst durch. Er ist am Fusse des Absturzes in einer Breite von 4 Meter aufgeschlossen, taucht aber dann sofort unter den Gehängschutt hinab.

Das Gesteinsmaterial dieser Gangzüge stimmt vollkommen mit den augitführenden Quarzglimmerdioriten von Seeben-Pardell überein. Es ist durchaus körnig erstarrt. Wie an der Südgrenze der Quarzglimmerdiorite von Seeben, die durch ihren geradlinigen Verlauf, wie durch die sie begleitenden Contacterscheinungen deutlich genug als eine ursprüngliche Ganggrenze bezeichnet wird, fehlen auch hier die porphyrischen Structurabänderungen, welche die Grenzregion des augitreicheren, glimmer- und quarzärmeren Eruptivgesteins von Verdings so sehr auszeichnen. Die von den Apophysen durchsetzten lamellaren Gneisse zeigen ebenso wie jene auf der Höhe des Seebenkammes substantielle Veränderungen, für deren Besprechung jedoch kein genügendes Material vorliegt.

An den Felsriegel, der sich nördlich von den eben besprochenen schroffwandigen Abstürzen in den Tinnebach vorschiebt, schliessen sich thalaufwärts felsige Entblössungen an, die noch der Gneissvorlage des Pardeller Dioritzuges angehören. Sie bestehen aus lamellaren, im Querbruch körnig-streifigen Gneissen, deren Färbung hauptsächlich durch den die Hauptmasse des Gesteins bildenden dunkelröthlichbraunen Orthoklas bestimmt wird. Auffallend ist auch hier der grosse Reichthum an der Schichtung parallel gestreckten Linsen und Platten von Quarz, in welchem häufig 1—2″ lange, vollkommen ausgebildete Orthoklaskrystalle von hell-fleischrother Farbe eingebettet liegen. Mit den Gneissen wechseln quarzitische Gesteinsbänke, die durch reichlich eingemengte tombackbraune Biotitschuppen ausgezeichnet sind. Der flachliegende, mit 15° in Südsüdwest einfallende Schichtcomplex erscheint durch ein Doppelsystem senkrecht stehender Kluftflächen gegliedert, deren eines der Streichungsrichtung der vorerwähnten Gangzüge (h. 3—5) entspricht, während das zweite eine in Nordnordwest streichende, der Thalrichtung parallele Plattung bedingt. Der Thalweg ist hier vollständig zerstört und der Wildbach drängt sich so nahe an den Fuss des Gehänges heran, dass es, will man weiter thalaufwärts vordringen, nöthig wird, etwas höher an die steile Böschung

anzusteigen. Hier erreicht man sehr bald die in h. 5 über den Rücken des vorerwähnten Thalriegels herüberstreichende Südgrenze des Pardeller Dioritzuges, die senkrecht in den Tinnebach hinabsetzt. Wo sie den Thalweg erreicht, spaltet sich von der Hauptmasse des Diorits eine schmale Apophyse ab, die in der Thalsohle selbst, am Südende einer kleinen, am rechten Bachufer liegenden Wiesenfläche gegenüber, in einer niedrigen Felswand gut entblösst ist. Sie steigt wie ein selbstständiger Gang mit verticalen Begrenzungsflächen durch die in Südsüdwest einfallenden, plattigen Gneisse empor. Das Gestein dieser Apophyse, deren Zusammenhang mit der Dioritmasse von Pardell durch Begehung direct nachzuweisen ist, stimmt vollkommen mit den feinkörnigen, quarzarmen, noritischen Gesteinstypen überein, die wir in der weiteren Verfolgung des Tinnebach-Profiles kennen lernen werden.

Thalaufwärts ist der von hier ab wieder zugängliche Fahrweg zum grössten Theil von glacialen Schuttmassen überstürzt, aus denen nur hie und da die normalen Diorite von Pardell, augitführende Qarzglimmerdiorite, zu Tage treten. Wo eine am Terrassenrande entspringende steile Felsschlucht in den Tinnebach ausmündet, erreicht man die Nordgrenze dieses Gesteinszuges, die wie schon oben bei der Besprechung des Durchschnittes Seeben-Verdings erörtert wurde, in ihrer ganzen Ansdehnung mit einer senkrecht in die Tiefe setzenden Verwerfungskluft zusammenfällt.

An dem der Tinneschlucht zugekehrten Plateauabsturz, den man am besten von dem rechtsseitigen Thalgehänge aus überblickt, ist der Verlauf schon durch den Contrast der hellen, massigen Dioritwände einerseits, und der dunklen, wohlgeschichteten, gegen die Grenzkluft einfallenden Phyllit- und Gneissbänke andererseits sehr scharf markirt.

In der Thalsohle selbst sind die Grenzverhältnisse nicht so klar. An den niedrigen, längs des Thalweges sich hinziehenden Felswänden nördlich von dem Durchgangspunkte der Dioritgrenze treten hier neuerdings Eruptivgesteine hervor, die sich schon in ihrem äusseren Habitus wesentlich von den hellfärbigen, deutlich körnigen Dioriten von Pardell unterscheiden. Feldspath und Augit bilden grössere, mehr oder weniger scharf umrandete Krystalldurchschnitte in einer dunklen, grünlichgrauen, gewöhnlich reichlich mit Eisenkies durchsprengten Grundmasse und geben dem Gestein jene schon makroskopisch hervortretende porphyrartige Textur, die wir an den theils von aphänitischen Gesteinszonen umrandeten, theils für sich allein die Gangmasse bildenden Gesteinen der Dioritdurchbrüche im Süden des Verdingser Gangzuges (I und II in Fig. 2) beobachtet haben. Sie bilden in structureller Beziehung ein deutliches Uebergangsglied zwischen den rein körnigen und den mikroporphyrischen Augitgesteinen; ihrer mineralogischen Constitution nach schliessen sie sich durch den geringeren Quarzgehalt und das Ueberwiegen des augitischen Gemengtheiles über den Biotit enger an die Gesteine der Verdingser Masse an, als an die durchschnittlich quarzreicheren und augitärmeren Typen des Pardeller Zuges.

Zwischen diesen in ihrer Gesteinsausbildung so verschiedenen Eruptivmassen liegt eine beiderseits scharf begrenzte Gesteinsbank von 1·30 Meter Breite, die den Thalweg verquerend steil in Südwest einschiesst. Sie besteht zu oberst aus einer dünnen Platte von röthlich

gefärbtem, quarzreichen, undeutlich flaserigen Gneiss, an welche sich nach abwärts eine grobklastische, aus den verschiedensten Gesteinsfragmenten zusammengesetzte Breccie anschliesst, die dem porphyrartig ausgebildeten Eruptivgestein ebenflächig aufgelagert zu sein scheint. Da die Breccienlage von ihrer unteren Grenze ab nach aufwärts immer feinkörniger wird und scheinbar allmählig in den Flasergneiss übergeht, mit dem die Bank nach oben abschliesst, so macht das Vorkommen zunächst den Eindruck einer zwischen zwei altersverschiedene Eruptivlagermassen eingeschalteten, breccienartig ausgebildeten Grenzschichte. Verfolgt man jedoch, in den mehrerwähnten Seitengraben eintretend, die Aufschlüsse weiter nach Ost, so ergibt sich, dass sich aus der ebenflächig begrenzten Breccienschicht eine bis zu 8 Meter Breite anschwellende Trümmerzone entwickelt, die mit allen Charakteren einer Reibungsbreccie entlang der Scheidungskluft zwischen dem Diorit von Pardell und den gegen die Grenze einfallenden Schichtgesteinen durchstreicht. Das dunkle, porphyrartige Gestein dagegen keilt an dem zur Rechten aufsteigenden Gehänge schon nach kurzem Verlaufe im Phyllit-Gneiss-Verband aus. Seine Nordgrenze ist im Thale selbst an den längs des Weges hinlaufenden Wänden durch eine scharfe Kluft markirt, die vertical zur Thalsohle absteigend an einem flach in Süd einfallenden Complex von undeutlich geschichteten hellen, quarzreichen Gneissen abschneidet.

Wir haben hier somit zweifellos eine selbstständige Intrusivmasse vor uns, welche Schichtgesteine und Reibungsbreccien durchbrechend auf einer schmalen Gangspalte hart am Nordrande der Eruptivmasse von Pardell zu Tage getreten ist.

Unter den hellfärbigen, massigen Gneissen, welche diesen Dioritdurchbruch nördlich umranden, folgen thalaufwärts wohlgeschichtete, grünlich gebänderte, lamellare Gneisse, wie wir sie in dem tiefer liegenden Thalabschnitt kennen gelernt haben. Sie bilden, zum Theil mit Glacialschutt überdeckt, den Fuss der vom Fallerhof zum Tinnebach abdachenden Gehänge. Anfangs noch in Südwest einfallend, wölben sie sich bald zu einer flachen Antiklinale auf, an die sich thalaufwärts in einer breiten Zone ein in Nordost verflächender Phyllitcomplex anschliesst. Im Bereiche der weicheren Schichtgesteine treten an Stelle der schroffen Thalwände sanfter geböschte Gehänge, an welche auf den Resten glacialer Schuttterrassen die letzten zu Pardell gehörigen Weinberge des Thalgebietes liegen. Eine weite Thalmulde mündet hier in den Tinnebach ein, die nordwärts durch einen vom Verdingser Gehänge auslaufenden Höhenrücken begrenzt wird, an dessen Fusse die Thallinie zweimal in scharfem Winkel umbiegt. An der ersten, thalabwärts liegenden Umbiegungsstelle, der Südspitze des in's Thal vortretenden Bergrückens liegt eine grobe Trümmerbreccie aus faust- bis kopfgrossen Fragmenten verschiedener Schiefer- und Gneiss-Varietäten, die durch dunklen, glimmerreichen Gesteinsdetritus cementirt erscheint. Sie ist längs des Weges in einer Breite von 5 Metern aufgeschlossen; thalabwärts verdecken Glacial- und Gehängschutt die Grenzverhältnisse, thalaufwärts schneidet sie längs einer in OW. durchstreichenden, vertical niedersetzenden Spaltenwand an flach in NO. einfallenden, quarzreichen Phylliten ab. Diese Spalte setzt durch die fel-

sige Abstufung unterhalb des Weges bis in die Thalsohle hinab und bildet hier die Nordgrenze einer Gangmasse, die in ostwestlicher Richtung die Thallinie verquerend deutlich bis an's jenseitige Ufer zu verfolgen ist, wo an einer niederen Felsstufe im Niveau des Tinnebaches auch die südliche Ganggrenze blossliegt. In diesem tieferen Abschnitt des Aufschlusses scheint das Eruptivgestein von echten Reibungsbreccien mit eruptivem Cement begleitet zu sein; die längs des Weges aufgeschlossene Breccie dagegen möchte ich, obwohl sie unmittelbar in die Gangkluft fällt, doch mit Rücksicht auf das Ueberwiegen gerundeter, geschiebeartig geformter Gesteinskörper und die reiche Entwicklung des klastischen Bindemittels als eine jüngere Spaltausfüllung betrachten. Der mit II bezeichnete Durchbruch (vgl. Fig. 2) im letzten Drittel des vom Fallerhof in den Tinnebach führenden Weges liegt in der unmittelbaren Fortsetzung des soeben besprochenen, in der Thalsohle in 20 Meter Breite aufgeschlossenen Gangzuges. Die Intrusivmasse besteht hier, wie an der erstgenannten Localität, aus einem stark zersetzten, quarzarmen Plagioklas-Augitgestein mit jener porphyrartigen Textur, die wir in typischer Entwicklung in der isolirten Gangmasse nördlich von dem Durchgangspunkte des Pardeller Dioritzuges durch den Tinnebach kennen gelernt haben. Dasselbe schliesst sich petrographisch unmittelbar an die Norite der Verdingser Gangmasse an.

Die flach in NO. geneigten Phyllite, welche sich thalaufwärts an die mit Trümmergesteinen erfüllte Gangspalte anschliessen, sind zum grössten Theile in dunkle, gehärtete, oft hornsteinartige, durch helle Quarzlamellen gebänderte Schiefergesteine umgewandelt, wie wir sie in dem Tinnebachdurchschnitt in der Umrandung der Eruptivmassen wiederholt beobachtet haben. Sie bilden nur den Fuss des Gehänges und zugleich die Basis eines durch seine rothbraune Verwitterungsfarbe und sein massiges Gefüge auffallenden Gneisscomplexes, der, in mächtige Bänke gegliedert, den Phyllit concordant überlagernd, in NO. einfällt. Das Gestein dieses Schichtcomplexes ist der Hauptmasse nach ein quarzreicher, grobflaseriger Muscovitgneiss mit porphyrartig eingewachsenen bis 5 Centimeter langen, hellfleischrothen Orthoklaskrystallen, der durch kurzflaserige Texturvarietäten in körnigstreifige oder lamellarplattige und dann gewöhnlich glimmerarme Gesteinstypen übergeht. Zur Rechten des Weges ragen diese Gneisse in einem schroff zerklüfteten Felsgipfel auf, der grosse Massen von scharfkantigem Blockschutt in's Thal hinabsendet. Man hat somit im Thale selbst Gelegenheit, die verschiedenen Ausbildungsformen dieses in Zusammensetzung und Structur rasch wechselnden Gesteines, auf welches sich wohl hauptsächlich die in der Literatur über Klausen so oft erwähnten Bezeichnungen: Feldstein und Feldsteinporphyr beziehen, näher kennen zu lernen.

Steigt man zu den felsigen Entblössungen an dem oberen Rande dieser Schuttmassen empor, so beobachtet man Folgendes: An die höchste Erhebung des schroffen Felskammes schliesst sich thalaufwärts eine Einsattlung, in welcher ein 2·5 Meter breiter Gang eines basaltschwarzen, dichten Gesteins aufsetzt, das scharf an dem flachgelagerten dickbankigen Gneiss abschneidet. Die in W20N—O20S durchstreichende Spaltenwand ist an einer Stelle vollständig blosgelegt; sie verflächt mit etwa 60° Neigung in SSW. und bedingt eine ebenflächige, dünnplattige

Absonderung innerhalb der Gangmasse. Das Gestein, in dem man sofort die mikroporphyrischen Grenzaphanite der Verdingser Intrusivmassen wiedererkennt, ist auf den Kluftflächen mit eigenthümlichen, dunkelölgrünen, fettglänzenden Verwitterungsrinden bekleidet. Das Liegende dieser Zone bildet ein feinkörniges graues Gestein, das noch von denselben Kluftrichtungen beherrscht wird, dann folgen gewöhnliche Diorite von mittlerem Korn mit unregelmässig polyedrischer Klüftung, die einen in's Thal vorspringenden, ringsum steil begrenzten Felsriegel bilden, an dessen Fusse der nun durch den Wildbach gänzlich zerstörte Thalweg auf einem künstlichen Damme vorüberführte. Der thalaufwärts gekehrte Absturz des Felsriegels schneidet diese in W20N. durchstreichenden Gesteinszonen unter einem sehr spitzen Winkel an, gibt somit kein richtiges Bild von deren Mächtigkeitsverhältnissen.

Auf die feinkörnigen und aphanitischen Gesteinsabänderungen folgt hier gegen das Verdingser Gehänge hin eine etwa 4 Meter breite Zone grobklastischer Trümmergesteine und feinkörniger Breccien mit dioritischem Cement, die sich auf eine grössere Erstreckung hin verfolgen lassen dürften, da sie auch in den Schuttmassen unterhalb des Thalriegels in beträchtlichen Mengen auftreten. Die durch ihren rothen Orthoklas kenntlichen Gneisse nehmen an der Zusammensetzung dieser Breccie den wichtigsten Antheil. Sie ist übrigens gewöhnlich durch Verwitterung so stark verändert, dass eine nähere Analyse der Bestandtheile oder des Bindemittels kaum möglich sein dürfte.

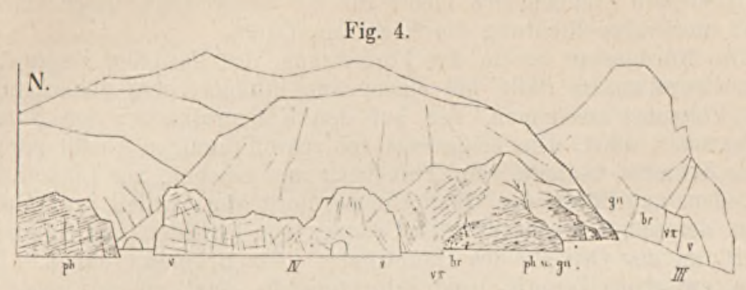
Wir haben hier den Aussenrand einer Gangmasse vor uns, welcher die Beziehungen zwischen den aphanitischen resp. mikroporphyrischen und den körnigen Gesteinstypen noch klarer erläutert, als die in den Randgebieten der Verdingser Gesteinszüge zu beobachtenden Erscheinungen; denn es kann wohl nach den hier mitgetheilten Daten kaum mehr einem Zweifel unterliegen, dass die in ihrem Habitus von den körnigen Gesteinen so weit abweichenden dunklen melaphyrähnlichen Aphanite nur eine durch die Nähe der Spaltenwand, also durch beschleunigte Abkühlungsvorgänge bedingte Erstarrungsmodification der ersteren darstellen. Die Beschränkung des porphyrisch ausgebildeten Gesteinstypus auf eine schmale, der Spaltenwand parallele Zone, und das Auftreten einer den körnigen und porphyrischen Gesteinsabänderungen gemeinsamen, von der Begrenzungsfläche des Ganges abhängigen Abkühlungsklüftung sind Erscheinungen, die sich nur sehr gezwungen einem anderen Erklärungsversuche unterordnen lassen dürften.

Der mikroskopischen Detailuntersuchung zufolge sind die Gesteine dieser Gangmasse, die in der topographischen Skizze Fig. 2 als Fortsetzung des mit III bezeichneten Spaltenzuges dargestellt wurden, quarzarme Plagioklasgesteine mit rhombischem Augit, die sich direct an die skandinavischen Norite anschliessen. Die Gesteine der porphyrisch ausgebildeten Randzone, die das Material zu der p. 649 gegebenen Analyse geliefert haben, würden dann als Noritporphyrite zu bezeichnen sein, die zu den Noriten in derselben Beziehung stehen, wie die Diabasporphyrite zu den körnigen Diabasen.

Auf eine schmale Zone von flach gelagerten, in NO. fallenden Phylliten und Gneissen folgt thalaufwärts der nördlichste, den Tinne-

bach verquerende Gangzug, der sich als unmittelbare Fortsetzung der Verdingser Gangmasse darstellt. (Vergl. die folgende Skizze Fig. 4.)

Fig. 4.



ph = Phyllit. *gn* = Gneiss. *br* = Grenzbreccie. *v* = Norit. *vπ* = Noritporphyrit. Aufschlüsse in den Verdingser Noritgängen III und IV am linken Ufer des Tinnebaches.

Den von Reibungsbreccien begleiteten Südrand der Gangmasse bilden die mehrfach beschriebenen dunklen Noritporphyrite. An diese schliessen sich, in nackten Felswänden an den Weg herantretend, feinkörnig-krystallinische Gesteine mit dünnplattiger Parallelklüftung, der Typus des im petrographischen Theil (p. 647) eingehender besprochenen feinkörnigen Enstatit-Norit's. [1]) Sie gehen allmählig in scharfkantig-polyedrisch zerklüftete Gesteine von gröberem Korn über, welche in helleren, durch Zersetzungsvorgänge gebleichten Abänderungen die Wände zu beiden Seiten einer in den Fels eingesprengten Grotte mit einem Christusbilde zusammensetzen.

Auf diese den mittleren Abschnitt der Gangmasse bildenden Gesteine folgen dann nordwärts abermals die dunkleren, der Verwitterung besser widerstehenden feinkörnigen Texturabänderungen, mit denen die felsigen Entblössungen nach Nord hin abschliessen. Die Ganggrenze, die durch eine grasige Einsenkung, an deren Fuss eine künstlich gefasste Quelle liegt, hindurchstreicht, ist im Thale nirgends entblösst. Sie erscheint erst weiter in Ost, an dem von der Umbiegungsstelle des Verdingser Fahrweges abzweigenden Fusspfade, deutlich aufgeschlossen, unter Verhältnissen, die schon an anderer Stelle (p. 603) näher besprochen wurden. Auf die feinkörnigen Gesteinstypen folgt dort nach Aussen noch eine Randzone derselben schwarzen Aphanite, die wir hier im Thale an der Südgrenze der Gangmasse beobachtet haben. Durch Einbeziehung dieser Randzone in das Thalprofil würde die Symmetrie in der Anordnung der südlich und nördlich von der Gangmitte auftretenden Structurabänderungen eine vollkommene werden.

3. Die Aufschlüsse in der Wolfsgrube.

Um die westliche Fortsetzung der Diorite von Pardell und jene der Verdingser Gangzüge über die Thallinie des Tinnebaches hinaus kartographisch darzustellen, waren mühsame Begehungen des felsigen,

[1]) Die auf Seite 647 mitgetheilte Analyse bezieht sich auf den feinkörnigen Gesteinstypus dieses Gangabschnittes.

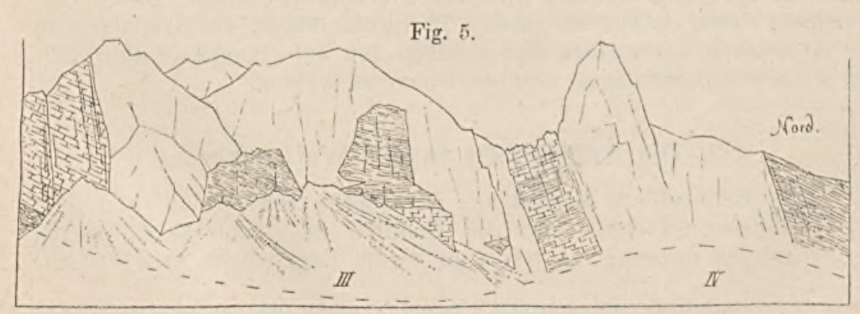
schwer zugänglichen Terrains zur Rechten des Thaleinschnittes nothwendig, auf deren Detail hier nicht näher eingegangen werden soll. Im Allgemeinen ergaben sich hiebei für die Verbreitung dieser Dioritzüge in westlicher Richtung die folgenden Daten.

Die Nordgrenze der in der Fortsetzung des Pardeller Zuges liegenden Eruptivmasse fällt mit einem vom Pfundererberg abdachenden steilen Felsrunst zusammen, der auf den Katastralkarten den Namen „Wolfsgrube" führt. Die beiderseits von schroffwandigen Abstürzen begrenzte Schlucht besteht, vom Tinnebach aus gesehen, zur Linken aus Diorit, dem augitführenden Quarzglimmerdiorit von Pardell, zur Rechten aus demselben wechselreichen Complex von Phylliten und Gneissen, den wir an der Ostseite des Hauptthales kennen gelernt haben. Die Grenze zwischen Eruptiv- und Schichtgestein setzt ebenso, wie am Nordrande des Pardeller Dioritzuges, vertical in die Tiefe; sie ist zwischen der Thalsohle des Tinnebaches und dem oberen Rande der die Wolfsgrube umrahmenden Felsabstürze in einem Höhenabstande von mehreren Hundert Metern aufgeschlossen. Dass diese Dioritgrenze mit demselben tektonischen Charakter bis in das Vildarthal hinüber fortsetzt, werden die später folgenden Mittheilungen über die Aufschlüsse des Pfundererberges darthun.

Die beiden nördlicheren Gangzüge (III. und IV. der Skizze auf p. 602) lassen sich in westlicher Richtung nur mehr auf eine Längserstreckung von ungefähr 900 Metern verfolgen. Sie keilen westlich von dem Meridiane des Bomboierhofes in Phylliten und den mit denselben wechsellagernden, im Pfundererbergbau-Revier als Feldstein bezeichneten Muscovit-Gneissen aus. Die in ihrer Streichungsrichtung liegenden tiefsten Stollenstrecken in der Rothlahn, am NW.-Gehänge des Pfundererberges, bewegen sich durchwegs nur in der vorgenannten Schichtgesteinsreihe; Diorite wurden nirgends angefahren. Es ist das ein Grund mehr, die an dem steilen Waldgehänge oberhalb des Bomboierhofes entblössten westlichsten Dioritvorkommnisse direct auf das Ausgehende der Verdingser Spaltenzüge zu beziehen.

Die noritischen Eruptivgesteine dieser Gangzüge treten uns auch hier mit allen Charakteren echter Intrusivmassen entgegen. Besonders instructiv sind in dieser Beziehung die felsigen Entblössungen, die sich vom Ausgange der Wolfsgrubenschlucht zu dem sogenannten „langen Kofl", einer durch ihre kühnen Formen auffallenden Felspyramide auf der rechten Seite des Tinnebaches, hinziehen. Die folgende Skizze gibt

Fig. 5.



Die Noritdurchbrüche nördlich von der Wolfsgrubenschlucht.

ein beiläufiges Bild dieses die Gangmasse III. und IV. in nordsüdlicher Richtung verquerenden Aufschlusses.

In der Tiefe der mit einem mächtigen Schuttkegel in's Hauptthal ausmündenden Wolfsgrubenschlucht stehen dunkle in grünliche und bläuliche Farbennuancen spielende gehärtete Quarzphyllite an, die von der Grenzkluft der Dioritmasse Pardell-Pfundererberg mit 25° in NO. abfallen. Sie bilden einen gegen den Tinnebach vortretenden Rücken, an dessen Fusse ein schmaler Ziegensteig in eine zweite, der Wolfsgrube annähernd parallele Seitenschlucht hinüberführt. Jenseits dieses Rückens tritt der felsige Steilrand weiter an das Gehänge zurück und sendet eine Reihe in einander fliessender Schuttkegel in's Thal hinab, die eine reiche Auswahl verschiedener Gneiss- und Schiefervarietäten, sowie der Norite und ihrer Contactproducte geben. Steigt man über die erste dieser Trümmerhalden bis an den Fuss der Wände empor, so überzeugt man sich zunächst, dass auch hier, ebenso wie an der gegenüberliegenden Thalseite über den dünngeschichteten, dunklen, durch Quarzlamellen gebänderten Phylliten dickbankige, glimmerarme Gneisse mit rothem Orthoklas, die lamellar-plattigen Varietäten der sogenannten Feldsteine, folgen, die in vollkommener Concordanz mit den Quarzphylliten flach in NO. einfallen. Durch diesen pralle Wände bildenden Gneisscomplex setzt vertical aufsteigend die südliche Grenze der mit III bezeichneten Gangmasse hindurch. Der unter dem Einfluss vorgeschrittener Zersetzungserscheinungen röthlich gefärbte Norit zeigt der Grenze zunächst jene eigenthümliche, durch das Hervortreten einzelner grösserer Krystalldurchschnitte aus dem gleichmässig körnigen Grundgemenge charakterisirte Texturabänderung, die wir an dem Verdingser Gehänge wiederholt beobachtet haben; der Uebergang in gleichmässig körnige Gesteine vollzieht sich ganz unmerklich, eine scharf abgegrenzte Randzone porphyrisch erstarrten Magma's fehlt.

Umgeht man den felsigen Vorsprung, mit dem die Norite nahe ihrer südlichen Grenze in's Hauptthal vortreten, und steigt jenseits desselben neuerdings über losen Schutt bis an den Fuss der Felswände empor, so steht man plötzlich vor einer Scholle wohlgeschichteten, dunklen, gehärteten Quarzphyllits, die beiderseits mit steil aufsteigenden, der Ganggrenze parallelen Kluftflächen gegen den Norit abschneidet. Nach oben ist sie vollständig vom Eruptivgestein umschlossen, das mit unregelmässig zackigem Rand in die Phyllite eingreift; der untere Rand des Aufschlusses wird von den vorgelagerten Schuttmassen verhüllt.

Wenige Schritte weiter hebt sich eine zweite gutgeschichtete Phyllitpartie aus dem massigen Eruptivgestein heraus, die an den Wänden in ebenflächigem Aufschlusse blossliegt, zugleich aber in einem niedrigen, flachen Felsbuckel in's Thal absteigt. Die seitlichen Begrenzungslinien dieser zweiten Phyllitscholle sind gleichfalls scharf und bei geradlinigem Verlaufe nach oben convergirend, die obere Umrandung ist vom Fusse der Felswände aus nicht mehr deutlich sichtbar. Wo der thalabwärts vortretende Buckel an die Wand anschliesst, schiebt sich eine etwa fussbreite Noritapophyse zwischen die Phyllitblätter ein.

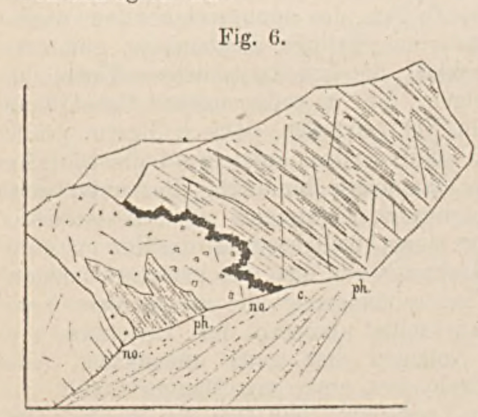
Die an den Wänden entblössten Phyllitpartien zeigen in beiden Fällen übereinstimmend nordöstliches Verflächen. In dem gegen das

Thal vortretenden Rücken der zweiten Scholle ändert sich die Verflächungsrichtung. Unter den dünnschichtigen dunklen Phylliten liegen hier hellere, dickbankige Gneisse, die offenbar in Folge localer Störung gegen den Thalgrund überhängen.

Nördlich von diesen Gneissbänken schiebt sich noch einmal eine schroffere Felskante in die Schutthalden vor, die ein kleineres, von Norit vollständig umschlossenes Phyllitfragment mit nordöstlich verflächenden Blättern blosslegt. An der Grenze der von zahlreichen parallelen Quarzlamellen durchzogenen Phyllitscholle und des Eruptivgesteins läuft eine nur wenige Zoll breite, wellige Contactzone hin, welche sich durch dunkle Färbung und dichtes Gefüge scharf von dem dunkelblättrigen Quarzphyllit abhebt. Büscheligstrahlige Aggregate von schwarzem Turmalin durchschwärmen diese dem Norit sich innig anschmiegende Grenzzone.

Die folgende Skizze stellt einen kleinen Ausschnitt aus dieser Contactregion dar.

Fig. 6.



no = Norit. *ph* = Phyllit.
c = Turmalinführende Contactzone.

Ausschnitt aus der Contactregion des Noritganges III nördlich von der Wolfsgrubenschlucht.

Unterhalb der dunklen Randzone sieht man noch eine zweite Phyllitpartie mit zackiger Begrenzung in den Norit eingreifen, in deren Umfang jedoch keinerlei Umwandlungserscheinungen stattgefunden haben. In gleicher Weise unverändert erscheinen die zahlreichen, kleineren in das Noritmagma eingebetteten Phyllit- und Feldsteinfragmente.

Neben diesen echten Einschlüssen beobachtet man noch vereinzelte, rundliche, aber stets scharf abgegrenzte concretionäre Partien von 1—2 Centimeter Durchmessern, die sich durch dunkle, in's Bläuliche spielende Färbung und spiegelnde Flächen frischer Krystalldurchschnitte sehr deutlich aus dem stark verwitterten, durch Eisenoxydinfiltration röthlich gefärbten Noriten herausheben. Der Umstand, dass die Bildung epidotischer und kaolinischer Zersetzungsproducte aus dem stark veränderten Norit nirgends in die Concretionen übergreift, lässt schon darauf schliessen, dass wir es hier mit einer fremdartigen Mineralcombination zu thun haben. Der mikroskopischen Untersuchung zufolge, über welche in einem späteren Abschnitte ausführlichere Daten beigebracht werden sollen, bestehen diese Concretionen der Hauptmasse nach aus Andalusit, Korund, einem farblosen Mineral, das mit einiger Wahrscheinlichkeit als Orthoklas gedeutet werden konnte, Biotit und Granat. [1])

[1]) Granat erscheint in den Contactbildungen des Klausener Eruptivgebietes stets als ein Gemengtheil von untergeordneter Bedeutung. Schon Pichler citirt ihn als mineralogisches Vorkommen im Diorit des Tinnebaches, aber ohne nähere Localitätsangabe (Neues Jahrb. f. Mineral. 1880, pag. 172).

Es sind also ebenso wie die Vorkommnisse vom Seebenkamm vorwiegend Aggregate von Contactmineralien, die wir nicht als Einschlüsse im gewöhnlichen Sinne — als an Ort und Stelle ihrer Einbettung innerhalb des Magma's metamorphosirte Gesteinspartikeln — betrachten möchten, sondern vielmehr als locale Concentrationen der während der Eruptionsvorgänge entstandenen und in Lösungen transportirten stofflichen Neubildungen. Dass man hier auch nicht an jüngere Infiltrationen in festes Gestein, sondern wirklich an Ausscheidungen aus einem in der Differenzirung begriffenen Magma zu denken hat, zeigen gewisse Gesteinsproben, die aus demselben Gange, an dem oberen Rande der Felsabstürze, an deren Fuss die hier geschilderten Aufschlüsse liegen, gesammelt wurden.[1]) Hier treten in normal entwickelten Hypersthen-Noriten an der Grenze gegen den mehrerwähnten Muscovitgneiss, schon im Handstücke deutlich sichtbar, dunkle Schlieren auf, welche, wie die mikroskopische Untersuchung gezeigt hat, aus Anhäufungen kleiner Pleonastkryställchen bestehen, die so innig mit dem Gesteinsmagma verwoben sind, dass eine andere, als die oben gegebene Deutung vollkommen ausgeschlossen erscheint. Die Pleonastkörner durchziehen, zu grösseren zusammenhängenden, gestreckt lenticularen Massen angeordnet, mit deutlichen Fluctuationswellen das noritische Magma und sind ausserdem, entweder einzeln oder zu kleinen Gruppen vereinigt, in die Feldspäthe des Norits eingewachsen. Analoge Erscheinungen sind noch an anderen Stellen des Eruptivgebietes, in schönster Entwickelung aber in den Noriten längs des vom Oberhofer (oberhalb der Ruine Garnstein) in den Rothbach führenden Waldweges zu beobachten. Die aus diesem Vorkommen über die Pleonastbildung zu abstrahirenden Folgerungen sind aber wohl, so weit sie sich auf die allgemeinen räumlichen und zeitlichen Momente der genetischen Processe beziehen, auch auf die übrigen damit vergesellschafteten Contactmineralien, Korund, Andalusit etc. anzuwenden, umsomehr, als sich Spinell in den meisten derselben als Einschluss nachweisen lässt.

In kurzer Entfernung von dem zuletzt besprochenen Contact zwischen Norit und Quarzphyllit setzt die Nordgrenze des mit III bezeichneten Ganges nieder. Das Eruptivgestein zeigt hier ebenso wie an der Südgrenze eine Neigung zu porphyrischer Ausscheidung einzelner Gemengtheile. Die Hauptmasse des Gesteins befindet sich jedoch in vorgeschrittenen Verwitterungsstadien, die schliesslich zur Bildung rothbrauner bis chocoladefarbener Wacken führen, welche mit ihren von Kalkspath, Epidot und anderen secundären Mineralbildungen erfüllten Hohlräumen lebhaft an zersetzte Diabasmandelsteine erinnern.[2]) Die Nordgrenze des Ganges fällt mit einer ostwestlich streichenden Steilwand zusammen,

[1]) Die hier berührte Localität ist nur vom Pfunderer Berggehänge aus zugänglich. Von dem Waldwege, der von Ums zum unteren Berghaus in der Rothlahn führt, zweigt nördlich von dem Ursprunge der Wolfsgrube ein Fusspfad ab, auf welchem man steil in den Wald absteigend an die Kante der in die Wolfsgrubenschlucht abstürzenden Wände gelangen kann. An dieser Felskante erreicht man in 400 Meter Abstand (horizontal) von dem Ursprunge der Thalschlucht, die Südgrenze des Noritganges III, von der die vorerwähnten Gesteinsproben stammen.

[2]) **Pichler** erwähnte bereits derartige Vorkommnisse „als mandelsteinartige Ausbildung des Diorits mit Kalkspath in den Hohlräumen“ im Neuen Jahrb. f. Miner. 1880, pag. 172.

welche die südliche Wallmauer der schon früher erwähnten der Wolfsgrube parallelen Seitenschlucht bildet. Der die Schlucht nördlich flankirende „lange Kofl“ fällt schon in die westliche Fortsetzung des mit IV bezeichneten Noritganges, — der sogenannten Verdingser Gangmasse. Ein äusserst feinkörniger, kurzklüftiger, durch dunkle, fettglänzende Verwitterungsrinden ausgezeichneter Enstatit-Norit bildet die nach Süd gewendeten Abstürze dieser Felspyramide. Auch die niedrigeren, aber noch immer in jähem Absturze zum Tinnebach abfallenden Felspartien, die sich nördlich an den langen Kofl anschliessen, bestehen noch aus Norit. Die Nordgrenze der in ansehnlicher Mächtigkeit aufgeschlossenen Gangmasse streicht erst durch die der Grotte mit dem Christusbilde am linken Bachufer gegenüberliegenden Wände hindurch. Sie erscheint als eine durch einen Wasserriss markirte, steil in die Tiefe setzende Kluft, von welcher die thalaufwärts folgenden Phyllite mit flacher Neigung in NO. abfallen. Der zwischen den Gangmassen III und IV liegende Felsrunst, durch welchen man über einen waldigen Einschnitt zum Bomboierhof gelangt, entblösst eine flach gelagerte, petrographisch rasch wechselnde Schichtfolge von Phylliten und feldspathführenden Schichtgesteinen, die in wohlgeschichteten Bänken im SW. einfallen. Der Noritgang des langen Kofls setzt also mitten durch den Scheitel einer flachen Antiklinale hindurch, an welche sich südlich eine vom Pardeller Dioritzug abgeschnittene Synklinale anschliesst. Eine scharfmarkirte, steile Cleavage setzt den Randklüften der Intrusivmassen parallel durch diesen flachwelligen Schichtcomplex hindurch. Am Südrande der Gangmasse III und in dem Felsrunst zwischen dieser und dem langen Kofl ist diese Verticalklüftung besonders schön aufgeschlossen. Sie gelangt aber auch in der Begrenzung der innerhalb des Noritganges III auftauchenden Phyllitschollen deutlich zum Ausdrucke. Dieser Umstand scheint mir im Zusammenhalt mit der regelmässigen, in's Gesammtprofil sich ruhig einfügenden Schichtung dieser Schollen dafür zu sprechen, dass man es hier nicht mit verstürzten oder vom Eruptivmagma aus der Tiefe emporgetragenen Gebirgsfragmenten zu thun hat, sondern mit den in ihrer ursprünglichen Position befindlichen Pfeilern einer breiten unregelmässig gestalteten Zerklüftungszone, auf welcher die Intrusivmasse zum Durchbruch gelangte. Der innigere, zu grösserer räumlicher Entwickelung gelangende Contact zwischen Eruptivmagma und Schichtgestein und die complicirteren der Circulation von Gasen, Dämpfen und wässerigen Lösungen sich eröffnenden Bahnen waren zugleich Veranlassung zu einem reichlicheren Absatz von Mineralneubildungen.

4. Die Eruptivmasse des Pfundererberges als westliche Fortsetzung der Diorite von Pardell.

Die felsigen Aufschlüsse auf der rechten Seite des Tinnebachausganges bestehen, wie aus den im vorhergehenden Abschnitte gegebenen Darstellungen hervorgeht, durchwegs aus geschichteten Gesteinen, einem in Süd verflächenden Complex von Gneissen, Phylliten und dunklen gehärteten Schiefern, deren Continuität in der Thalsohle selbst nirgends

durch jüngere Intrusivmassen unterbrochen erscheint. Die Diorite von Seeben schneiden an der Thallinie des Tinnebaches ab, ohne auf dessen rechtes Ufer überzutreten. Auch dem Diorit von Pardell und seinen bis in die Thalsohle niedersetzenden Apophysen stehen auf dem rechten Tinnebachufer in einer ununterbrochenen Reihe von Aufschlüssen geschichtete Gesteine gegenüber, und zwar vorwiegend lamellare Glimmerquarzite im Wechsel mit hellfärbigen plattigen Gneissen, wie sie am linken Ufer im Hangenden der Eruptivmasse auftreten.

Folgt man jedoch dem Fusswege, der den Felsabstürzen von Seeben gegenüber an dem westlichen Thalgehänge emporführt, so gelangt man an dem oberen Rande einer mit glacialen Schuttmassen bedeckten, flacher geböschten Gehängstufe, an deren Fusse das Bauerngut Muttler liegt, in anstehenden Diorit. Die Aufschlussgrenze liegt ungefähr in gleichem Niveau mit dem Seebengipfel, also in bedeutender Höhe über der Thalsohle. Mehrere Fusswege führen von hier in nordöstlicher Richtung thaleinwärts. Die unteren verlaufen fast durchaus in Glacialschutt, der in ansehnlichen, von steilen Gräben durchrissenen Massen die im Uebrigen aufschlusslosen Gehänge bedeckt.[1]) Der oberste, ein schmaler Ziegensteig, führt theils durch anstehenden Diorit, theils durch Halden scharfkantigen Dioritschuttes, die an felsigen Entblössungen oberhalb des Weges entspringen, bis an den südlichen Steilrand der wilden Felsschlucht, welche in der beiliegenden Kartenskizze die Bezeichnung Wolfsgrube führt. Wir stehen hier an dem Nordrande dieses Dioritcomplexes, an einer senkrecht in die Tiefe gehenden Verwerfungskluft, die der genannten Seitenschlucht des Tinnebaches entlang in W. 20 N. durchstreichend die unmittelbare Fortsetzung der Dislocationslinie am Nordrande der Pardeller Masse darstellt.

In entgegengesetzter Richtung lassen sich die Dioritaufschlüsse im Streichen des Gehänges ohne Unterbrechung bis an den Thaleinriss verfolgen, der an dem Nordrande der Terrasse von Johannser in den Tinnebach absteigt. Hier ist die Südgrenze dieser Dioritmasse aufgeschlossen, die mit ungefähr 40° Neigung unter einen etwas flacher gelagerten (30°) in SSW. geneigten Complex von dunklen Phylliten hinabtaucht.

Die Diorite treten hier in schroffen Felspartien aus dem bewaldeten Gehänge heraus, die gegen den Tinnebach in niederen Steilwänden abbrechen. Am Fusse dieser Abstürze treten in den steilen Gräben abermals Phyllite zu Tage, welche ebenso wie die Schichtgesteine im Hangenden des Diorits in SW. verflächen, also nach Art eines abgesunkenen Fragmentes der Hangendschichten quer auf ihr Streichen an dem Diorit abschneiden.

Aus diesen Daten geht zunächst hervor, dass die von Johannser zur Wolfsgrube ziehende Aufschlusslinie dem Querschnitt einer einheit-

---

[1]) Das Glacialdiluvium ist hier in sehr günstiger Weise aufgeschlossen. Der durch glimmerig-sandiges Bindemittel gefestigte Blockschutt bricht in senkrechten Wänden und zeigt auch wohl hie und da in roher Anlage die unter der Bezeichnung „Erdpyramiden“ bekannten Erosionsformen. Grosse Rollblöcke von Quarzporphyr und Brixener Granit, (bis zu 2 Cubikmeter-Inhalt) orientiren hier, wie überhaupt in dem Gebiete von Klausen, sehr leicht über den Charakter der Ablagerungen.

lichen,[1]) an dieser Gehängstufe in einer Breite von ungefähr 700 Metern blossgelegten Eruptivmasse entspricht, die thalaufwärts an einer verticalen Dislocationskluft abschneidet, thalabwärts dagegen einer in Süd abdachenden Begrenzungsfläche entlang von einem in derselben Richtung geneigten, etwas flacher gelagerten Complex geschichteter Gesteine bedeckt wird.

Die Nordgrenze dieser Dioritmasse setzt mit unverändertem Streichen in W. 20 N. über die Höhe des Pfundererberges in's Vildarthal hinüber, dessen Sohle sie oberhalb der Einmündung des Weissbachl's in 950 Meter Seehöhe verquert. Die Südgrenze dagegen nähert sich in dem Masse, als man an dem Gehänge ansteigt, stetig dieser von den Reliefverhältnissen unabhängigen nördlichen Begrenzungslinie, so zwar, dass die Dioritaufschlüsse an dem Gehänge aufwärts mehr und mehr an Mächtigkeit abnehmen. (Vergl. die kartographische Darstellung auf Taf. XV.) An dem Durchgangspunkt des den Diorit verquerenden Fahrweges, der vom Villanderergehänge zu den Stollenhalden an der Nordostabdachung des Pfundererberges hinüberführt (1100 Meter Seehöhe), lassen sich die Aufschlüsse in dem Eruptivgestein nur mehr in einer Breite von ungefähr 120 Metern verfolgen; im Niveau des Gehöftes Siglganger und der höchstgelegenen Aufschlüsse des Pfunderer-Erzreviers (Neuschurf und Fundgrube, 1400 Meter) erscheinen sie auf beiläufig 60 Metern reducirt. Weiter in West, wo der Dioritzug auf das in's Vildarthal abfallende Steilgehänge des Pfundererberges übertritt, gewinnen die Aufschlüsse in dem Eruptivgestein wieder rasch an Terrain. Die südliche Begrenzungslinie biegt hier in's Streichen des Vildarthalgehänges um und erreicht erst im Meridian der Pfreinalpe zwischen den Höhencoten 1400 und 1500 Metern die Thalsohle.

An der dem Vildarthal zugekehrten Abdachung des Pfundererberges herrschen also in Bezug auf die räumliche Ausdehnung der Dioritentblössungen dieselben Verhältnisse, wie an dem Umser Gehänge. Die Aufschlüsse in der Dioritmasse, welche entsprechend dem Neigungswinkel der in Süd abfallenden südlichen Begrenzungsfläche nach der Tiefe hin rasch an Mächtigkeit zunimmt, gewinnen an den beiderseitigen Gehängabdachungen in demselben Verhältnisse an Ausdehnung, in welchem sich die Wirkungen der Erosion an dem südlich vorgelagerten Schiefermantel geltend machen. Zugleich ergibt sich aus diesen Daten, dass Form- und Begrenzungsverhältnisse der Eruptivmasse für die gesammte Ausdehnung des den Pfundererberg durchsetzenden Dioritzuges dieselben bleiben und vollkommen dem Bilde entsprechen, welches die von Johannser zur Wolfsgrube führende Aufschlusslinie darbietet.

Eine weitere Bestätigung geben hiefür die Grubenaufschlüsse des Pfunderer-Bergbaues. Schon Meier macht in seiner Eingangs citirten Schrift darauf aufmerksam, dass die Eruptivmasse „in den oberen Teufen, auf dem Lorenzistollen und darüber in viel geringerer Mächtigkeit auftrete, als in den tiefer gelegenen Abbaufeldern.“

---

[1]) Die in einem ersten vorläufigen Berichte (Verh. d. geol. Reichsanst. 1880, pag. 261) gegebene Darstellung, der zufolge sich die Diorite von Ums gegen den Tinnebach hinab in zwei Aeste spalten, von denen der nördliche dem Dioritzug von Pardell, der südliche jenem von Seeben entsprechen würde, hat sich bei einer späteren, sorgfältigeren Begehung dieser Aufschlüsse als unrichtig erwiesen.

Am besten sind diese Verhältnisse in den als Querprofile durch die Eruptivmasse zu betrachtenden Aufrissen dargestellt, welche Pošepný seiner Grubenbeschreibung beigegeben hat (Archiv f. prakt. Geologie, I. Band, Taf. X, Fig. 2 und 3). Die höchstgelegene, heute noch zugängliche Grubenstrecke, der Lorenzistollen (1353 Meter Seehöhe) verquert diesen Darstellungen zufolge den Diorit in einer Ausdehnung von 140 Metern.

In dem um 150 Meter tiefer liegenden Mathiasstollen beträgt die Länge der auf den Diorit entfallenden Grubenstrecke schon nahe an 400 Metern. Die in noch grösserer Tiefe angeschlagenen Stollen erreichen die Hangendgrenze des Eruptivgesteins überhaupt nicht mehr. Da hiebei die den Nordrand der Dioritmasse bezeichnenden Grenzpunkte bis zur tiefsten mehr als 400 Meter unter dem Lorenzistollen liegenden Grubenstrecke hinab sämmtlich in eine Verticalebene fallen, so ist die Mächtigkeitszunahme auch hier auf die Stellung der südlichen Grenzfläche zurückzuführen, und es ergibt sich somit für die Eruptivmasse im mittleren Abschnitt des Pfundererberges derselbe Querschnitt, den die Aufschlüsse an dem Gehänge von Ums darbieten.

Es erübrigt uns hier noch, die Beziehungen zu erörtern, welche zwischen diesen Dioriten und jenen von Seeben und Pardell bestehen. Nur mit den letzteren treten die Diorite des Pfundererberges in unmittelbare Verbindung. Die Nordgrenze des Pardeller Zuges und jene der Pfunderer-Eruptivmasse sind nur Abschnitte einer und derselben Dislocationslinie, die wir aus dem Eisackthal in den Tinnebach und von hier der Wolfsgrubenschlucht entlang über den Pfundererberg bis in's Vildarthal verfolgt haben. Dagegen correspondirt die Südgrenze der Diorite von Pardell nicht mehr unmittelbar mit der südlichen Begrenzungslinie des in viel grösserer Mächtigkeit aufgeschlossenen Dioritcomplexes an dem Umser Gehänge. Die Diorite des Pfundererberges erreichen, wie aus den vorstehenden Beobachtungsmaterialien ersichtlich ist, überhaupt nicht die Thallinie des Tinnebaches, sondern schneiden entlang der steileren Gehängstufe oberhalb des Muttler-Hofes an einem Querbruch ab, der sich von dem Bauerngute Johannser bis zum Einschnitt der Wolfsgrube erstreckt. Längs dieser in SW.—NO. streichenden Störungslinie ist der als Pardeller Zug bezeichnete Abschnitt der Dioritmasse sammt seinem Schiefermantel abgesunken; die am Fusse der Dioritstufe des Umser Gehänges hervortretenden Schichtgesteine und die reichgegliederte Schichtfolge von gneissartigen und phyllitischen Gesteinen des Thalgrundes, die wir in dem Tinnebachprofil kennen gelernt haben, repräsentiren somit das dislocirte Hangende der Dioritmasse des Pfundererberges.

Die Diorite von Seeben stellen eine selbstständige Intrusivmasse innerhalb dieses als Hangendschichten bezeichneten Schichtcomplexes dar. Die in westlicher Richtung sich auskeilende Eruptivmasse war auf dem rechten Ufer des Tinnebaches nicht mehr nachzuweisen. Sie schneidet am Fusse des linksseitigen Thalgehänges, wo sie nur mehr in geringer Breite entblösst ist, an einer der vorerwähnten Störungslinie annähernd parallelen Verwerfungskluft ab.

In schärferem Umriss erscheint eine dritte, den beiden genannten Störungslinien analoge, jedoch noch etwas weiter in O. abgelenkte

Dislocation, die sich von Klausen in NO., dem Eisackthale entlang, auf eine Erstreckung von ungefähr 2½ Kilometern verfolgen lässt. Die SO.-Grenze der Eruptivmassen von Seeben und Pardell und der NW.-Rand der vom Eisack durchrissenen Aktinolithschiefer - Scholle von Sulferbruck kennzeichnen den Verlauf dieses in N. 45 O. streichenden Querbruches.

Der gesammte vom Diorit durchsetzte Schichtcomplex ist somit von NW. nach SO. an drei gegen SW. convergirenden Bruchlinien stufenförmig abgesunken.

5. Die Eruptivmassen im Quellgebiet des Tinnebaches (Vildar- und Rothbach).

Von den beiden am Fusse der Ruine Garnstein zum Tinnebach sich vereinigenden Wildbächen erschliesst der nördliche, der Vildarbach mit seinem seitlichen Zufluss, dem Rothbach das ausgedehnteste Verbreitungsgebiet der dioritischen Eruptivgesteine von Klausen. Die im Bereiche dieser beiden Erosionslinien blossgelegte Eruptivmasse umfasst ein Areale von ungefähr 4·5 Quadratkilometern. Sieht man von dem gegen den Oberlauf des Rothbaches abzweigenden Seitenflügel ab, so sind es fast geradlinige, paarweise parallele Begrenzungslinien, welche den im kartografischen Bilde zunächst auffallenden, langgestreckt rhombischen Umriss dieser Eruptivmasse bestimmen. Ost- und Westgrenze verqueren unter spitzen Winkeln die Thallinie des Vildarbaches, die erstere in 950 Metern, die letztere in 1400 Metern Seehöhe. Nördlich und südlich steigen die Diorite hoch an den beiderseitigen Thallehnen empor. Im Süden bilden sie den dichtbewaldeten Fuss der steil aufstrebenden Gehänge des Hadrer- und Samberges, im Norden vegetationsarmes, felsiges Terrain, ein Gewirre von Schluchten und steilwandigen Abstürzen, welche theils von der hochliegenden Terrasse der Pfreinalpe, theils unmittelbar von dem im Pfrein- und Morgennock gipfelnden Grenzkamm zwischen Vildar- und Rothbach entspringen. Im Bereiche des Morgennocks greifen die Eruptivgesteine über diese Kammlinie über; sie steigen jenseits desselben in den Rothbach hinab, zugleich einen in NW. ausstreichenden Ausläufer entsendend, der sich dem genannten Thaleinschnitte entlang bis an den Rand des versumpften Hochplateaus der Mooswiesen verfolgen lässt.

Der erste Eindruck, den man den Reliefverhältnissen zufolge von den Dioritaufschlüssen im Vildar- und Rothbach erhält, ist der einer flach aufgewölbten Lagermasse, die, ringsum von geschichtetem Gebirge überragt, nur auf den Linien tieferer Erosion zu Tage tritt. Die Verbreitung der Diorite in der steilen Thalfurche des Rothbaches mit den nach Nord und Süd abfallenden Gneissen und Phylliten der Rungalm und Pfreinnock-Gehänge scheint ganz besonders zu Gunsten dieser Auffassung zu sprechen. Ein genaueres Studium der Umrandung der Eruptivmasse macht jedoch bald mit einer Reihe von Thatsachen bekannt, welche diese Deutung vollkommen ausschliessen.

Der Beobachtung am leichtesten zugänglich sind die Verhältnisse an der NO.-Grenze der Dioritmasse im Vildarthal, über welche schon

Pošepný in seiner Eingangs citirten Schrift (pag. 450) einige Daten veröffentlicht hat. Man erreicht dieselbe, dem linken Ufer des Baches folgend, von der Ruine Garnstein ab in ungefähr 20 Minuten. Garnstein selbst steht auf einem steil abstürzenden Felsriff, dem Ausgehenden des tiefsten der gneissartigen Gesteinslager, welche, wiederholt mit Phylliten wechselnd, die Nordost-Abdachung des Pfundererberges zusammensetzen. Das Gestein, ein hartes, dichtes, glimmerarmes Quarzfeldspathgemenge von lichtrosarother bis bräunlichrother Färbung, auf welches die ältere Bezeichnung „Feldstein" recht passend anzuwenden sein dürfte, lässt eine in Süd verflächende dickbankige Absonderung erkennen; seine Lagerungsbeziehungen zu den westlich sich anschliessenden Phylliten sind hier jedoch keineswegs klar. Erst weiter thaleinwärts, zu beiden Seiten der Einmündung des Rothbaches, wo neuerdings Feldsteine zu Tage treten, ist das Verhältniss der Wechsellagerung zwischen den dickbankigen Feldspathgesteinen und den dünngeschichteten, stahlgrauen muscovitreichen Quarzphylliten deutlich zu beobachten. Die Feldsteine werden bald allein herrschend und bilden einen engen, tiefeinschneidenden Felscanal, in den von SO. her, über eine Steilwand abstürzend das am Gehänge des Pfundererberges entspringende Weissbachl einmündet. Kurz oberhalb der Einmündungsstelle erweitert sich plötzlich die Thalschlucht zu einem ringsum von felsigen Gehängen umrahmten Kessel, durch welchen, die Thallinie in W. 30 N. verquerend, die NO.-Grenze der Dioritmasse des Vildarthales durchstreicht. Sie bildet die unmittelbare Fortsetzung der steil in die Tiefe gehenden nördlichen Randkluft des Dioritzuges des Pfundererberges. Was dort nur aus bergmännischen Aufschlüssen combinirt werden konnte, liegt hier vollkommen klar zu Tage aufgeschlossen. Besonders an der nördlichen, spärlich bewaldeten Thallehne ist die steil stehende, ein wenig in SW. geneigte Grenzfläche des Diorites gegen den flachliegenden, durchschnittlich mit 20° in SW. einfallenden Feldstein sehr schön entblösst.

In der Thalsohle selbst durchschwärmen der Grenze zunächst zahlreiche dioritische Gangtrümmer den an Mineralneubildungen reichen Feldstein. Eine in ihrer Mächtigkeit rasch wechselnde Zone bunter Brecciengesteine markirt hier die Hauptganggrenze. Die verschiedenartigsten Varietäten des als Feldstein bezeichneten Grenzgesteines und Phyllite, zumeist in grossen scharfkantigen Fragmenten, nehmen an der Zusammensetzung dieser von Dioritapophysen durchsetzten und häufig durch eruptives Gesteinsmaterial verkitteten Breccie Antheil. Sie stellt auch dort, wo sich das Bindemittel schon in vorgeschrittenen Zersetzungsstadien befindet, noch ein hartes, ausserordentlich widerstandsfähiges Gestein dar, das in Rollblöcken von oft mehreren Cubikmetern Inhalt einen der auffallendsten Bestandtheile der jüngeren Schuttmassen des Thalgrundes bildet. Feldstein und Breccie sind reichlich mit schwarzem Turmalin durchsprengt, der sich besonders aus der hellen, graulichweissen oder blassröthlichen Feldsteingrundmasse sehr scharf heraushebt. Er bildet büschelig-strahlige Aggregate oder unregelmässig begrenzte Nester von oft mehreren Centimetern Durchmesser. In feinerer Vertheilung, aber immer noch mit unbewaffnetem Auge sichtbar, erscheint er innerhalb der dioritischen Gangtrümmer.

An der rechten Thalseite ist das Detail der Begrenzungsverhältnisse zwischen Diorit, Breccie und Feldstein, das an dem ungleichmässig erodirten Felsboden der Thalsohle nicht mit wünschenswerther Klarheit hervortritt, in einem profilmässigen Aufschluss entblösst. Auf das Eruptivgestein, einen feinkörnigen biotitreichen Quarzglimmerdiorit, folgt hier zunächst in einer schmalen Zone die Trümmerbreccie mit dioritischem Cement, sodann ein nur wenige Fuss breiter, steil aufsteigender Dioritgang, die Fortsetzung eines der in der Thalsohle zu beobachtenden Gangtrümmer, und an diesen unmittelbar sich anschliessend der in flachliegenden Bänken gegen die Dioritgrenze einfallende Feldstein.

Die Berührungszone zwischen Diorit und Feldstein ist an dieser Stelle durch einen besonderen Reichthum an Mineralneubildungen ausgezeichnet. Die grünlichgrauen, anscheinend dichten, felsitischen Gesteinsabänderungen der Grenzregion, die man mit Rücksicht auf ihre innige Verbindung mit dem Feldstein unmittelbar an diesen selbst anschliessen möchte, erweisen sich der mikroskopischen Untersuchung zufolge als ein Aggregat von Contactmineralien ohne irgend welche auf deren genetische Beziehung zum Feldstein hindeutende primäre Bestandtheile. In einer vorwiegend aus A n d a l u s i t aufgebauten Grundmasse liegen regellos eingebettet: K o r u n d, S p i n e l l, T u r m a l i n, T i t a n e i s e n, B i o t i t. Korund bildet nach dem Andalusit den hervoragendsten Gemengtheil, Spinell tritt dagegen sehr zurück. Auch Turmalin, das einzige in grösseren Mengen auftretende und makroskopisch schon auffallende Mineral der Contactzone, spielt in dieser Combination keine besondere Rolle. (Für das Detail vergl. den II. Abschnitt sub B. a. 3.) Die Breite der mineralführenden Grenzzone ist wegen ihres innigen Anschlusses an den Feldstein ohne Untersuchung zahlreicherer Schliffproben nicht festzustellen; sie bewegt sich jedenfalls in sehr engen Grenzen.

Von der Dioritgrenze oberhalb der Einmündung des Weissbachl's ab verlauft die Thallinie des Vildarbaches auf eine Erstreckung von fast 3 Kilometern in Diorit. Ein für forstmännische Begehungen hergestellter Felsensteig führt ziemlich weit in die Schlucht hinein. Bei niedrigem Wasserstande ist es möglich, noch über diese gegenwärtig schon vielfach unterbrochene und nur mit Vorsicht zu benützende Weganlage hinaus in den Thalhintergrund vorzudringen. Echte Quarzglimmerdiorite von granitischem Habitus wechseln ohne nachweisbare Gesetzmässigkeit mit quarzärmeren, augitführenden Gesteinstypen. Die Untersuchungen über die geologischen Wechselbeziehungen der verschiedenen Gesteinsabänderungen werden, abgesehen von Terrainschwierigkeiten, hauptsächlich durch den Umstand erschwert, dass nur die Endglieder der zwischen Quarzglimmerdiorit und Norit vermittelnden Reihe schon makroskopisch erkennbare Unterschiede darbieten. Alle in der petrographischen Detailbeschreibung behandelten rein körnigen Typen der dioritischen Gesteinsreihe finden in der Eruptivmasse dieses Thalabschnittes ihre Vertretung. Die porphyrischen Texturabänderungen, die Noritporphyrite der Verdingser Gangzüge, fehlen im Thalgrunde gänzlich; Anklänge an diese Gesteinsausbildung waren nur in der Umrandung der Eruptivmasse nachweisbar.

Steile, in ihrer Richtung Schritt für Schritt wechselnde Cleavage durchsetzt die in prallen Wänden zur Thalsohle abstürzenden Diorite. Nur an einer Stelle des Thales, zu beiden Seiten eines vom Plateau des Samberges gegen das Vildarthal vortretenden bewaldeten Felskammes, wird ein in Stunde 2—3 streichendes Kluftsystem auf eine grössere Erstreckung hin constant. Quarzinfiltrationen bezeichnen hier schärfer den Verlauf der senkrecht niedersetzenden Klüfte. Wo sich nahestehende Kluftblätter schaaren, erhält man ein interessantes Bild, das auffallend an die im selben Sinne streichenden, mit Erz imprägnirten Zerklüftungszonen erinnert, auf denen sich die Abbaue im Pfundererberge bewegen.

An den geglätteten Felsbuckeln der Thalsohle beobachtet man eine überraschende Menge von fremden Gesteinseinschlüssen. Es sind der Hauptmasse nach scharf umrandete, vollkommen unveränderte Schiefer- und Gneiss- (Feldstein-) Fragmente. Sehr vereinzelt finden sich jedoch auch Bildungen vom Charakter der aus der Wolfsgrubenschlucht und vom Seeben-Kamme beschriebenen, mineralreichen Concretionen. Ein solches Vorkommen wurde im Quarzglimmerdiorit der Felswand, an deren Fusse der vorerwähnte Thalweg sein Ende erreicht, beobachtet. Die dunkle, dichte, etwa handtellergrosse Gesteinsmasse erwies sich im Schliffe im Wesentlichen als eine Anhäufung von Pleonastkörnchen, zu denen sich hie und da isolirte oder divergentstrahlig gruppirte, dichroitische Nädelchen, wahrscheinlich Turmalin, gesellen. Eine schmale aus wohlindividualisirten Feldspathkryställchen bestehende Zone (Ortho- und Plagioklas) scheidet den dunkleren pleonastreichen Kern von der dioritischen Umhüllung. Auffallend ist es, dass sich die Feldspathe der Randzone sowohl durch die geringe Grösse der Individuen, wie auch durch ihre Frische so scharf von jenen des Eruptivmagmas abheben. Ob man es hier mit einer zufälligen Differenzirung im Magma zur Zeit der Entstehung dieser Mineralausscheidungen, oder mit Resten der Bestandtheile eines materiell veränderten, echten Einschlusses zu thun hat, musste vorläufig unentschieden bleiben.

Im mittleren Abschnitt des dem Diorit zufallenden Thalverlaufes, so ziemlich im Centrum der zwischen Pfreinnock und Hadrerberg lagernden Eruptivmasse, treten an der rechtsseitigen Thalwand zwei durch ihre Ausdehnung sowohl, wie durch ihre petrographische Beschaffenheit merkwürdige Schollen geschichteten Gesteines zu Tage. Es sind die vom Thalausgange her bekannten, durch ihren rothen Orthoklas auffallenden, glimmerarmen Feldsteine, welche hier in Folge eines lebhaften Wechsels complicirt gewundener Quarz- und Feldspathlamellen und der reichlichen Imprägnation mit dunklen Contactmineralien ein ausserordentlich buntes Gesteinsgemenge darstellen. Die westliche dieser Schollen ist gegenüber einer vom Pfreinnock herabziehenden Seitenschlucht an einer niedrigen in's Bachbett absteigenden Steilwand auf ungefähr 30 Meter Länge entblösst. In einer durchschnittlichen Höhe von 5 Metern über der Thalsohle umrahmen augitführende Quarzglimmerdiorite mit scharfwinkeligem Grenzverlauf den Feldstein. Der untere Rand der Gesteinsscholle ist nur an deren westlichem Ende aufgeschlossen. Der Diorit greift auch hier deutlich unter den Feldstein

hinab. Zwei an ihrem Ursprunge etwa 0·5 Meter breite Dioritapophysen, deren westliche sich in mehrere im Feldstein auskeilende Aeste spaltet, treten von unten her in die Scholle ein.

Wenige Schritte thalabwärts liegt an derselben Felswand die zweite von Diorit umschlossene Feldsteinscholle. Auch hier beobachtet man das Eingreifen dioritischer Gangtrümmer; der Feldstein ist massiger, seine Abgrenzung gegen den Diorit schärfer. Sie ist bei geringer Verticalhöhe in einer Längenausdehnung von 20 Metern aufgeschlossen.

Die Wirkungen des Contactes zwischen Eruptiv- und Schichtgestein kommen in diesen mitten im Diorit schwebenden Feldsteinschollen in hervorragender Weise zur Geltung. Aus der Reihe der an anderen Localitäten beobachteten Contactmineralien erscheinen hier allerdings nur die beiden verbreitetsten Vertreter, Turmalin und Spinell, aber in überraschenden Mengenverhältnissen. Turmalin überwiegt dem makroskopischen Befunde nach quantitativ weitaus über den Spinell. Er durchschwärmt insbesondere in der westlich gelegenen Scholle als ein neben dem rothen Orthoklas wohl zunächst in's Auge fallender Bestandtheil die gesammte Feldsteinmasse. Individualisirte Krystalle von deutlich messbarer Grösse wurden nirgends beobachtet. Immer sind es feine Nädelchen, gewöhnlich zu radialstrahligen Aggregaten von sphäroidischem Umriss gruppirt, welche die 8—10 Millimeter im Durchmesser haltenden Turmalinknoten zusammensetzen. Nicht selten erscheinen auch langgestreckte, nesterförmige Partien vom Charakter drusiger Hohlraumsausfüllungen. Weniger auffallend sind die Turmalinvorkommnisse im Diorit. Man beobachtet hier der Feldsteingrenze zunächst nur vereinzelte feinstrahlige Turmalinbüschelchen.

Die Verbreitung des Spinells entzieht sich der makroskopischen Beobachtung fast gänzlich. Grössere Anhäufungen dieses Minerales erscheinen gewöhnlich in der Form feiner, dunkler Schnürchen und Streifen inmitten der Feldsteinmasse, über deren Beschaffenheit aber in jedem Falle erst die mikroskopische Untersuchung Aufschluss geben kann. Der Spinell ist in seiner Verbreitung überhaupt an engere Grenzen gebunden. In einem Handstücke, das der Umrandung einer in den Feldstein eindringenden Dioritapophyse entnommen wurde, erschien der turmalinführende Feldstein der mikroskopischen Untersuchung zufolge vollkommen spinellfrei, der angrenzende Diorit dagegen reichlich mit den Körnchen dieses Minerales imprägnirt. Da andere Partien des Feldsteins Spinell führen, der Spinell des Diorits andererseits so häufig in Gesellschaft von Turmalin auftritt, so wird man aus derartigen Schliffproben, wie die pag. 670 näher beschriebene, selbstverständlich keinerlei Schlussfolgerung über die Wechselbeziehungen der beiden Mineralien ableiten dürfen.

Die fremdartigen Gesteinseinschlüsse nehmen thaleinwärts noch an Häufigkeit zu. Die flächigen Dioritblössungen im Bachbett sind oft ganz besäet mit den eckigen Durchschnitten von Quarz- und Feldsteinfragmenten. Das Thal behält noch immer seinen schluchtförmigen Charakter; mächtige Porphyrblöcke, die einem naheliegenden Ursprungsgebiete, dem Villanderer-Ritten-Plateau entstammend, allmählig über die erratischen Geschiebe die Oberhand gewinnen, sperren häufig die Thalengen und erschweren die ohnehin durch niedere Felsstufen wieder-

holt beeinträchtigten Bemühungen, den Thalhintergrund zu gewinnen. Mit der Höhencote 1400 erreicht man endlich die SW.-Grenze der Dioritmasse.

Sie verquert in W. 30 N. die Thalrichtung, der NO.-Grenze oberhalb der Weissbachl-Mündung vollkommen parallel und setzt wie jene nach Art einer steilen Gangkluft in die Tiefe. Eine Felswand zur Linken der engen Thalschlucht durchschneidet nahezu unter 90° die lothrecht absteigende Grenzfläche der Eruptivmasse gegen die in SW. vorgelagerte Zone feldspathreicher, gneissartiger Gesteine. Die Durchschnittslinie hat keinen vollkommen geradlinigen Verlauf; sie zeigt vielmehr im Detail mancherlei Winkel und Vorsprünge, einer Art zackiger Nahtverbindung entsprechend, wie wir sie von der Grenze eines der Verdingser Gangzüge beschrieben haben. Der Anschluss des Eruptivgesteines an die Spaltenwand ist ein so inniger, dass es nicht schwer fallen würde, die Grenzverhältnisse an einem grösseren Handstücke zu erläutern. Apophysen und Grenzbreccien fehlen im Bereiche der Aufschlussstelle wenigstens gänzlich. Die aus dem Contact resultirenden Umwandlungserscheinungen treten dagegen klar genug hervor.

Das dickbankige harte Feldspathgestein der Grenzzone, das sich durch Zurücktreten des nur mehr spärlich eingemengten rothen Orthoklases und durch reicheren Glimmergehalt nicht unwesentlich von den Feldsteinen des unteren Vildarthales unterscheidet, zeigt nahe der Dioritgrenze einen lebhaften Wechsel von schmalen, helleren und dunkleren Lamellen, die, in zierliche Zickzackfalten zusammengelegt, im Querbruche ein eigenthümliches, an die Fältelung mancher Quarzphyllite erinnerndes Bild geben. Die helleren Lamellen bestehen aus einem undeutlich körnigen Gemenge von Quarz und Feldspath mit Biotit, die dunkleren aber, wie die mikroskopische Untersuchung lehrte, aus grünlichen, glimmerigen Zersetzungsresiduen, in welchen in überraschender Menge Spinellkörnchen, theils in dicht gedrängten Gruppen, theils lose gehäuft, eingestreut erscheinen. Turmalin, Granat und Zirkon sind die nur in spärlichen Mengen auftretenden Begleiter des Spinells. (Vergl. pag. 663) Die Contactwirkungen sind bis auf nahezu 2 Meter Entfernung von der Dioritgrenze ab wahrnehmbar.

Die Gneisse fallen in flachgelagerten Bänken von dem Eruptivgestein in SW. ab. Sie bilden nur eine schmale in NW. durchstreichende Zone, an welche sich thaleinwärts mit normaler Auflagerung quarzreiche Phyllite anschliessen. Auch das Eruptivgestein erscheint der Grenze zunächst in flachliegende Bänke gegliedert, die der Schichtung des Gneisses conform in SW. verflächen. An der rechten Thalseite, wo die Dioritgrenze weniger klar aufgeschlossen ist, könnte man durch diesen Umstand leicht zur Ansicht verleitet werden, dass die Diorite als flachgelagerte Eruptivdecke regelmässig unter die Schichtgesteine hinabtauchen. Eruptiv- und Schichtgestein werden ausserdem der Grenze zunächst von steilstehenden Absonderungsklüften durchsetzt, welche der Contactfläche parallel in WNW. durchstreichen.

Nicht so befriedigend, wie in der Tiefe des Vildarthales sind die Aufschlüsse in der südlichen und nördlichen Umrandung der Eruptivmasse.

Die von den höchstgelegenen Stollenbauten des Pfundererberges zum Samberg ziehende Dioritgrenze liegt fast durchaus in waldigem Terrain. Der östliche Abschnitt derselben ist auf einem noch wohlerhaltenen Wege erreichbar, der von dem oberen Berghause, an der NO.-Abdachung des Pfundererberges ausgehend, über den Nicolausstollen zum Georgstollen im obersten Weissbachl und von hier ab zu dem im sogenannten Bergwald liegenden Kaltwasserstollen führt. Man verquert längs dieses Weges das nach W. hin allmählig sich verbreiternde Verbindungsstück zwischen den Dioriten des Pfundererberges und jenen des Vildarthales. Noch vor dem Georgstollen schneidet man zwischen den Isohypsen 1200 und 1300 die geradlinig in's Vildarthal hinabstreichende NO.-Grenze der Dioritmasse, die wir an den Aufschlüssen oberhalb der Ausmündung des Weissbachls kennen gelernt haben. Sie trägt auch hier den Charakter einer senkrecht absteigenden Gangkluft; die in NO. vorliegenden Feldsteine fallen flach gegen die Dioritgrenze ein. Hart an der Grenzkluft bricht eine kalte Quelle hervor, die als Anhaltspunkt für die schärfere Localisirung dieses Abschnittes der Dioritgrenze dienen mag. Das Mundloch des Georgstollens liegt im Diorit, der nun auf eine grössere Erstreckung hin den Weg begleitet. Das Eruptivgestein zeigt hier durchwegs die auf vorgeschrittene Zersetzungserscheinungen hindeutenden dunkelröthlichbraunen Verwitterungsfarben. Etwa im zweiten Dritttheil des zwischen Georg- und Kaltwasserstollen liegenden Wegabschnittes stösst man auf anstehende Feldsteinmassen. Man hat also die südliche Grenze des Dioritzuges passirt, ohne jedoch deren Durchgangspunkt schärfer bestimmen zu können. Die in Süd verflächenden Feldsteine werden weiterhin von Thonglimmerschiefern überlagert, in denen, jedenfalls schon weit im Hangenden des Diorits, die Stollen des Kaltwasserthales angeschlagen wurden.

Nicht viel günstiger gestalten sich die Aufschlüsse im westlichen Abschnitt dieser Grenzregion, der am besten von einer zwischen Pfunderer- und Hadrerberg liegenden Waldblösse (Laderstadt der Catastralmappe 1520 Meter) zugänglich ist. Ein bequemer Waldfahrweg führt hier, so ziemlich in demselben Niveau sich haltend, an dem Vildarthalgehänge hin. Nach ungefähr $^1/_2$ Stunde erreicht man an einem weiter in's Thal vortretenden waldigen Felsrücken in der Isohypse 1500 anstehenden Diorit. Es ist ein dunkles, feinkörniges Enstatitgestein, das sich von den Enstatitnoriten, wie wir sie in typischer Entwicklung im Tinnebach an den Verdingser Gangzügen III und IV beobachtet haben, nur durch seinen höheren Quarzgehalt unterscheidet. Dunkle quarzreiche Phyllite, die weiterhin mit gebänderten, durch rothen Orthoklas ausgezeichneten Feldsteinvarietäten wechsellagern, bilden hier die Umrandung der Eruptivmasse. Sie fallen unter mittleren Neigungswinkeln in SW. ein. Die Details der Grenzverhältnisse entziehen sich zwar auch hier der unmittelbaren Beobachtung, aber zur Beurtheilung der hier zunächst interessirenden Frage nach dem tektonischen Charakter der Eruptivmasse genügt es schon, den allgemeinen Verlauf der Dioritgrenze festgestellt zu haben. Sie liegt, wie aus den eben geschilderten Begehungen ersichtlich wird, nicht mehr im Streichen des Schichtgesteinscomplexes, sondern setzt quer durch die in SW. ver-

flächenden Gesteinsbänke hindurch. (Vgl. die kartographische Darstellung.) An den Aufschlüssen des Umser Gehänges, wo die südliche Grenzfläche des Diorits mit mässiger Neigung unter einen in gleicher Richtung streichenden und verflächenden Phyllitmantel hinabtaucht, war es kaum möglich, von den tektonischen Beziehungen beider eine klare Anschauung zu gewinnen. Auch die aus den bergmännischen Aufschlüssen combinirten Profile durch den Pfundererberg, die wir an derselben Stelle besprochen haben, gestatteten keinen vollkommen verlässlichen Schluss auf die Lagerungsform der Eruptivmasse. Erst hier an der nordwestlichen Abdachung des Pfundererberges tritt die Südgrenze der Eruptivmasse aus der Streichungsrichtung der Schichtgesteine heraus und gibt sich durch ihren von der Tektonik der Schichtgesteinsreihe unabhängigen Verlauf ganz unzweideutig als Begrenzungslinie einer intrusiven Masse zu erkennen. Hiedurch erscheint zugleich für die gesammte Dioritmasse des Pfundererberges die durchgreifende Lagerung sichergestellt.

Wo der in Rede stehende Abschnitt der südlichen Diorit-Umrandung mit der durch's Vildarthal streichenden Südwestgrenze der Eruptivmasse in Verbindung tritt, entspringt eine breite in SSW. ausstreichende Apophyse, welche sich bis an den Rand des Samberg-Plateaus verfolgen lässt. Ihr Verlauf ist durch eine hart an dem Plateaurande entspringende, rasch zu einem breiten Schuttkaar sich erweiternde Schlucht markirt, welche beiderseits von felsigen Kämmen überragt wird. Die in SO. herabziehende Felsrippe besteht in ihrem unteren Abschnitt, wo sie der vorerwähnte Waldfahrweg berührt, aus quarzreichen Phylliten, höher oben aus röthlich gebändertem lamellaren Feldstein. An ihrem in Nord gewendeten Absturze streicht die SO.-Grenze der Diorit-Apophyse hindurch. Der waldige Kamm, der sich nordwärts über die mit scharfkantigem Diorit-Schutt erfüllte Thalweitung erhebt, fällt vollständig in den Bereich des hier als echter Quarzglimmerdiorit entwickelten Eruptivgesteines. Von der Höhe dieses Rückens laufen zwei gut kenntliche Hirtensteige aus, deren einer, die Westgrenze der Apophyse berührend, auf das Plateau des Samberges führt, während der andere zur südwestlichen Dioritgrenze im hinteren Vildarthal hinabsteigt.

Die Nordgrenze der Dioritmasse des Vildarthales gibt sich, wenn wir vorläufig von dem in der Thallinie des Rothbaches ausstrahlenden Diorit-Aste absehen, schon durch ihren vollkommen geradlinigen Verlauf als Begrenzungselement einer Intrusivmasse zu erkennen. Sie setzt in O. 15 N. — W. 15 S. streichend aus dem Rothbach durch den Verbindungskamm zwischen Pfrein- und Morgennock hindurch an die Felsabstürze des nördlichen Vildarthalgehänges hinüber, wo sie in ununterbrochenem Verlaufe bis an den Rand des mit Sumpfwiesen bedeckten Hochplateaus von Villanders (Rafuschgel-Wiesen) verfolgt werden kann. Mit der in W. 30 N. streichenden Gangkluft, welche die Vildarmasse in SW. begrenzt, schliesst sie einen in westlicher Richtung sich stetig verschmälernden Eruptivgesteinskeil ein, der dort, wo er unter die Glacialschutt-Decke des Villanderer Plateau's untertaucht, kaum mehr als 100 Meter Breite besitzt.

Den günstigsten Ausgangspunkt für die Begehung dieser Grenze bildet das Bauerngut Oberhofer (1236 Meter) nordwestlich von der

Ruine Garnstein. Ein breiter Karrenweg führt von hier in den Rothbach hinein, Anfangs durch einen Wechsel nordöstlich verflächender Phyllit- und Gneissbänke, dann durch Diorit, in welchem man, dem Gipfel des Morgennock gegenüber, die Thalsohle erreicht. Etwa 300 Meter nördlich von der Eintrittsstelle dieses Fahrweges in den Rothbach ist an der steileren östlichen Thalseite die Grenze zwischen Eruptiv- und Schichtgestein entblösst. Eine fast ebenflächige mit 65° in N. einschiessende Kluft trennt den dunklen Diorit von den thalaufwärts sich anschliessenden röthlich verwitternden Feldsteinen. Beide sind der Scheidungskluft parallel von gedrängt stehenden Cleavageflächen durchsetzt, welche die Structur des überhaupt zu massiger Absonderung hinneigenden Feldsteins so vollkommen beherrschen, dass man zunächst eine concordante Folge steil in N. verflächender Diorit- und Gneissbänke vor sich zu haben glaubt. Steigt man jedoch an dem waldigen Gehänge oberhalb der Dioritgrenze zu dem auf der Höhe liegenden Berghof (mit Capelle, 1463 Meter) empor, so überzeugt man sich, dass die Feldsteine in durchaus flachliegenden Bänken von dem Diorit in NW. abfallen. Im Rothbach selbst beobachtet man weiter thaleinwärts wiederholt vollkommen schwebende Lagerung. Die Diorite setzen also mit schief aufsteigender Grenzfläche quer durch einen flachwellig gelagerten Schichtgesteins-Complex hindurch.

Dieselben tektonischen Beziehungen zwischen Eruptiv- und Schichtgestein bestehen in der westlichen Fortsetzung dieses Theiles der Dioritumrandung. Der schmale Felspfad, der von der Einsattlung nördlich des Morgennock zur Pfreinalpe führt, läuft nahe an dieser Begrenzungslinie hin. Das Eruptivgestein ist hier reich an fremden Einschlüssen, unter denen insbesondere Brocken von derbem Quarz mit oft 0·3 Meter Durchmesser auffallen. Wo die Grenze selbst blossliegt, hebt sich der Diorit stets mit steiler in N. geneigter Contactfläche aus dem flachliegenden Schichtgestein heraus. Dasselbe Bild geben die Aufschlüsse im Finkenbach südwestlich von der Pfreinalpe. Der Neigungswinkel der in N. verflächenden Steilklüfte in den Dioriten der Grenzregion, die hier als Anhaltspunkt für die Beurtheilung der Contactfläche selbst benützt werden können, übersteigt meist 60°.

In diesem ganzen Gebiete bilden Thonglimmerschiefer und Feldspath führende gneissartige Gesteinsbänke die Umrandung der Eruptivmasse. Sie streichen, wie man in den Gräben östlich von der Pfreinalpe beobachtet, quer auf den Verlauf der Dioritgrenze.

Kehren wir nun zu den Aufschlüssen im Rothbach zurück. Nördlich von der soeben besprochenen Randkluft des Diorits verläuft die Thallinie auf eine Erstreckung von ungefähr 500 Metern in dickbankigen, abwechselnd heller und dunkler gefärbten, glimmerarmen Feldsteinen, der Fortsetzung jenes Gesteinszuges, den wir als Vorlage der Dioritgrenze im unteren Vildarthal kennen gelernt haben. Nach Ueberwindung einer steileren Felsstufe, über welche der Wildbach in einer schäumenden Cascade herabstürzt, tritt man wieder in Diorit der von hier ab bis in den Thalhintergrund fortsetzt. Das Eruptivgestein steigt aus der felsigen Thalsohle beiderseits hoch an den Thalgehängen des Rothbaches empor. An der nördlichen Thalseite hindern Wald- und Schuttbedeckung den Einblick in die Grenzverhältnisse, im Süden

dagegen ist die Dioritgrenze der Beobachtung zugänglich. Sie streicht hier in W. 30 N., also parallel den Längsdislocationen in der Umrandung der Eruptivmasse des Vildarthales, an der Nordabdachung des Pfreinnocks hin, etwa 100—150 Meter unter der Kammhöhe. An den Felsabstürzen nordöstlich von Pfreinnock ist sie an dem zum Gipfel (1924 Meter) führenden Ziegensteig besonders schön entblösst. Sie setzt hier am Fusse einer senkrecht abfallenden Wand von röthlich gebändertem Feldstein steil in die Tiefe. Das Auftreten von Reibungsbreccien (0·5 Meter Breite) und der Umstand, dass das Korn des Eruptivgesteines mit der Annäherung an die Grenze stetig an Feinheit zunimmt, bestätigen die schon aus Richtung und Verlauf der Grenzlinie zu abstrahirende Vermuthung, dass man es auch hier mit durchgreifender Lagerungsform zu thun habe. Die Feldsteine fallen von der Grenzkluft mit 20° in SSW. ab. Sie reichen südwärts bis auf den Gipfel des Pfreinnocks und werden erst jenseits desselben in der Terrasse der Pfreineralpe von Thonglimmerschiefern überlagert. Mit den in NNW. verflächenden Feldsteinen des Rothbaches vereinigen sie sich zu einer breiten, flach aufgewölbten Antiklinale, in deren Scheitel die Eruptivgesteine des Rothbaches als eine in der Richtung der Hauptgangspalte (Pardell - Pfundererberg - Weissbachl) liegenden, in NNW. ausstreichenden Apophyse der Masse des Vildarthales zu Tage treten.

In dem auf den Rothbach entfallenden Abschnitte der Eruptivmasse konnten augitfreie, durch höheren Kieselsäuregehalt ausgezeichnete Gesteine mit der Constitution echter Quarzglimmerdiorite, wie wir sie von Seeben, Pardell und aus dem Vildarthale kennen gelernt haben, nur in beschränkter Verbreitung nachgewiesen werden.

Die augitführenden quarzarmen Gesteinstypen vom Charakter der skandinavischen Norite treten hier in den Vordergrund. Besonders charakteristische Vertreter dieser Gesteinsausbildung sind die im petrographischen Theil näher beschriebenen Hypersthen-Norite von den felsigen Entblössungen längs des vom Oberhofer in den Rothbach führenden Karrenweges. Der Grenze zunächst sind diese Gesteinstypen gewöhnlich durch feineres Korn und dem entsprechend dunklere Färbung ausgezeichnet.

Eine die mineralogische Beschaffenheit einzelner Gemengtheile, besonders des Augits, und die Schwankungen im Kieselsäuregehalt berücksichtigende schärfere geologische Gliederung der Eruptivmasse erschien auch hier undurchführbar.

In Bezug auf Contacterscheinungen liegt aus dem Rothbach nichts vor, was den Kreis unserer Beobachtungen über diesen Gegenstand wesentlich erweitern könnte. Als die verbreitetsten Mineralneubildungen erscheinen auch hier Turmalin und Spinell. Im Eruptivgestein spielen sie in allen vom Contact stammenden Proben die Rolle accessorischer Gemengtheile. Sie sind oft noch in grosser Entfernung von der Contactgrenze nachweisbar. So fanden sich in einem Handstück aus den Norit-Aufschlüssen längs des vom Oberhofer in den Rothbach führenden Waldweges, etwa 300 Meter südlich von der Noritgrenze, noch Anhäufungen von Spinell im Eruptivgestein, und zwar in dunklen, schon dem unbewaffneten Auge auffallenden Schnüren und Streifen, die mit

dem Gesteinsmagma auf's Innigste verschliert, im Dünnschliff ein sehr zierliches Bild darstellen. Taf. XVI, Fig. 4, bringt dieses im petrographischen Abschnitt näher zu schildernde Vorkommen in den allgemeinsten Umrissen zur Anschauung. Die aus diesem eigenthümlichen schlierigen Verbande der Contactmineralien mit dem Eruptivmagma sich ergebenden Consequenzen wurden schon bei Besprechung der analogen Erscheinungen in den Noritgängen der Wolfsgrubenschlucht berührt. (Vergl. pag. 619.)

6. Die Diorite von Klamm und Sulferbruck im Eisackthale.

An der Strasse von Klausen nach Brixen liegen dem Ausgange des Villnössthales gegenüber Aufschlüsse in einem Eruptivgestein, das auf das Vollständigste mit den quarzreichen, hie und da augitführenden Glimmerdioriten von Seeben und Pardell übereinstimmt. Reuss hat zuerst auf diese Vorkommnisse aufmerksam gemacht, Richthofen betrachtete dieselben als unmittelbare Fortsetzung der im Tinnebach auftretenden Eruptivmassen. Obwohl räumlich durch einen mächtigen Phyllitcomplex von diesen letzteren getrennt, gehören sie doch ihrer petrographischen Entwickelung und ihren Lagerungsverhältnissen zufolge zweifellos derselben Eruptionsepoche an.

Sie bilden zwei von dem Strassenzuge unter schiefem Winkel angeschnittene Gänge, welche mit derselben Streichungsrichtung, wie die Intrusivmassen des Tinnebaches in den Schiefergesteinen der Quarzphyllitgruppe aufsetzen.

Der westliche, nur in geringer Breite blossliegende Dioritgang hebt sich unmittelbar vor der zu den Schmelzhütten von Sulferbruck führenden Fahrbrücke aus der jüngeren Schuttvorlage des Feldthurnser Gehänges heraus. Nur die Ostgrenze des Ganges ist deutlicher entblösst. Sie wird durch eine breite Trümmerzone markirt, die ganz allmählig in die mit 20° vom Diorit in NO. abfallenden Grenzgesteine verfliesst. Interessant ist das Auftreten von klastischen Bildungen innerhalb der Gangmasse selbst. Es sind Gesteine mit grünlichgrauer, felsitischer, von Schwefelkies durchsprengter Grundmasse, in welcher zahlreiche eckige Quarzfragmente, die selten mehr als 1 Centimeter Durchmesser erreichen, eingebettet liegen. Zum Theil ist es wohl direct eruptiver Gesteinsteig, der hier als Caement auftritt, oft überwiegen aber die klastischen Gemengtheile und es wird dann schwer über die Natur des Bindemittels eine bestimmte Anschauung zu gewinnen. In Farbe und Texturform sind diese Bildungen äusserlich vom Eruptivgestein kaum zu unterscheiden. Die nähere Untersuchung zeigte jedoch, dass sich die etwa 2 Meter breite Breccienzone ziemlich scharf gegen das Eruptivgestein abgrenzt, und zwar an Kluftflächen, welche der senkrechten Spaltenwand parallel in W. 30 N. durchstreichen.

Die quarzreichen, dünnplattigen Schiefergesteine, welche sich östlich an diese Gangspalte anschliessen, begleiten die Aufschlüsse längs der Strasse auf eine Erstreckung von ungefähr 20 Schritten, dann folgen abermals Diorite, welche an den hier nur wenige Meter hohen Entblössungen mit steiler Grenzfläche aufsteigen. Es ist diess der Südrand der zweiten, räumlich ausgedehnteren, aber zugleich complicirter

gebauten Intrusivmasse, die auf unserer Karte westlich von Klamm zur Darstellung gelangt (vgl. Taf. XV). Der Strasse entlang sind diese Diorite auf eine Erstreckung von fast $^1/_2$ Kilometer in fortlaufenden Aufschlüssen entblösst. Sie bilden eine schroffe Wand, welche weiter in Ost mit einem höher aufragenden, aus dem Schichtgesteinscomplex scharf heraustretenden Felskopf abschliesst. Die Diorite, welche im Westen gangförmig an dem Phyllit abschneiden, greifen hier nach Art eines deckenförmigen Ergusses über die Schichtgesteine über, die in flachliegenden Bänken unter die Eruptivmasse einfallen.

Am schönsten ist diese Auflagerung des Diorits auf die Schichtgesteine an der Strasse selbst entblösst, wo ausgedehnte Steinbrucharbeiten den natürlichen Aufschlüssen zu Hilfe kommen. Zugleich beobachtet man hier innerhalb der Eruptivmasse selbst eine deutliche Bankung, welche der Auflagerungsfläche conform in SW. einfällt. In dem westlichen Theil des Aufschlusses herrschen dagegen nordöstlich geneigte Absonderungsflächen vor. Die Eruptivmasse scheint somit in ihrem inneren Bau gewissermassen ein Abbild der Mulde darzustellen, zu welcher sich die Phyllite im Osten und Westen des Dioritaufschlusses ergänzen.

Steigt man von der Fahrstrasse aus längs der östlichen Umrandung der Dioritmasse zu der mit Aeckern und Wiesen bedeckten ersten Terrasse empor, so erhält man von den Begrenzungsverhältnissen des Eruptivgesteines bald ein anderes Bild. Die Eruptivmasse greift nicht so weit nach Ost aus, wie man nach der im Hauptthal entblössten flachen Auflagerung erwarten sollte; man erreicht im Gegentheile sehr rasch den östlichsten Punkt der Dioritkuppe, die hier von nordöstlich verflächenden, also vom Eruptivgestein abfallenden Phylliten umlagert wird. Die Dioritgrenze biegt hier zugleich unter einem scharfen Winkel nach W. um und nähert sich in ihrem weiteren Verlaufe fortdauernd der in WNW. streichenden südlichen Begrenzungslinie der Eruptivmasse. An Stelle der breit entwickelten kuppigen Lagerungsform tritt eine vorwiegend in einer Richtung ausgedehnte gangförmige Eruptivmasse, die mit ostwestlichem Streichen dem terrassirten Thalgehänge entlang durch den Phyllitcomplex hindurchsetzt. Der zwischen Drumbügel und Pedratz herabziehende Felsrunst, in welchem die von der Eisackstrasse aus sichtbare Cascade des Schrammbaches liegt, schneidet tief in die Gesteine dieser Gangmasse ein. Ihre Südgrenze setzt durch die Felswände nieder, über welche der Wasserfall in's Niveau des Eisackthales hinabstürzt; die Nordgrenze streicht durch die Schlucht hindurch, welche sich oberhalb der zu beiden Seiten des Thaleinschnittes, hart am Terrassenrande, liegenden Gehöfte öffnet. Sie ist an den Wänden der linken Seite dieser Schlucht unterhalb eines kleinen Kastanienbestandes sehr schön entblösst. Die lamellaren, quarzreichen, zum Theil feldspathführenden Schichtgesteine fallen in dicken Bänken mit etwa 30° Neigung gegen die lothrecht aufsteigende Eruptivgesteinsgrenze ein. Diorit und Schichtgestein sind durch steilstehende, ostwestlich streichende Klüfte der Grenze parallel plattig gegliedert. Wir haben hier also das gewohnte Bild des Randes einer gangförmigen Intrusivmasse vor uns.

Die Diorite setzen von hier in verschmälertem Zuge durch die Weinbergsregion am Fusse der Phyllitkuppe von Pedratz nach West fort. In dem Graben, der bei dem dritten Gehöfte westlich vom Schrammbach in's Eisackthal herabzieht, spaltet sich die Gangmasse in zwei Aeste. Der eine liegt in der Richtung der Hauptgangspalte und keilt in geringer Entfernung von dem erwähnten Gehöfte in den südwestlich verflächenden Thonglimmerschiefern der westlichen Thalwand aus, der zweite streicht, die westliche Wand des Grabens bildend, dem Thaleinschnitt entlang weit nach NW. fort und erreicht erst kurz unterhalb des höchsten von Feldthurns nach Seeben führenden Fussweges sein Ende. In den genannten Apophysen, insbesondere in dem westlich ausstreichenden Gesteinskeil, ist das Magma dem kleineren Querschnitt der Spalte entsprechend feinkörniger erstarrt als im Spaltenraum des Hauptganges. Die Gesteine tragen hier vollständig den Charakter der feinkörnigen Enstatitnorite, wie wir sie aus den Verdingser Gangzügen im Tinnebach kennen gelernt haben.

Wir müssen hier noch einmal auf die eigenthümlichen Lagerungsverhältnisse zurückkommen, welche der Querschnitt der Intrusivmasse im Eisackthal der Beobachtung darbietet. Es ist im grossen Ganzen dasselbe Bild, das wir aus den Darstellungen über die Eruptivmasse von Seeben kennen (vgl. das Profil auf Taf. XV): Auf der einen Seite des Aufschlusses eine steile Grenzkluft, die Wand der Gangspalte, auf welcher das Magma emporquoll, auf der anderen Seite flachkuppiges Uebergreifen über einen gegen die Gangspalte verflächenden Schichtgesteinscomplex. An den Abstürzen des Seebenkammes reichten die Aufschlüsse tief genug, um die Discordanz zwischen Eruptiv- und Schichtgestein klar hervortreten zu lassen. Die Dioritkuppe sitzt zum Theil auf den Schichtflächen, zum grössten Theile auf den Schichtköpfen des durchbrochenen Phyllit- und Gneisscomplexes auf. Hiedurch erschien die Deutung der Eruptivmasse als einer den Phylliten eingeschalteten, gleichalterigen Effusivdecke vollständig ausgeschlossen. Es blieb nur noch die Frage offen, ob man die über dem Schichtgestein sich ausbreitende Eruptivmasse als Denudationsrest eines Oberflächenergusses oder als Intrusionskern aufzufassen habe, der erst nach Abtragung der Deckschichten als freie Kuppe aus der Schichtgesteins-Umhüllung heraustrat.

Die erste Anschauung setzt ausgedehnte Erosionsphänomene vor dem Durchbruch der Diorite voraus, für deren Existenz keine Anhaltspunkte vorliegen. Nirgends finden sich conglomeratische Bildungen an der Basis der übergreifenden Eruptivmasse. Die Berührungsgrenze zwischen Eruptiv- und Schichtgestein ist hier eben so scharf, wie an lothrecht aufsteigenden Gangspalten. Was uns aber aus der Umrandung des Eruptivgebietes von grobklastischen Sedimenten bekannt ist, entstammt aller Wahrscheinlichkeit nach einer jüngeren Denudationsperiode. Es sind das die an der Basis der Bozener Quarzporphyrdecke lagernden dyadischen Verrucanobildungen, an deren Bestande nicht nur Gneisse und Phyllite der Quarzphyllitgruppe, sondern auch Rollstücke dioritischer Gesteine vom Charakter der Klausener Eruptivgesteinstypen Antheil nehmen. Man wird sich schon aus diesen Gründen der zweiten Auffassung zuneigen, für deren Zulässigkeit wir jetzt, nachdem wir die

tektonischen Verhältnisse der Diorite von Klamm im Eisackthal kennen gelernt haben, neue Beweisgründe geltend machen können.

In der genannten Eruptivmasse war der Uebergang aus der flachkuppig übergreifenden Lagerungsform in einen langgestreckten, mit keilförmigen Enden in die phyllitische Umhüllung ausstrahlenden Eruptivgesteinsgang Schritt für Schritt zu verfolgen. Der zu grösserer Breite sich entwickelnde Abschnitt der Eruptivmasse, der heute seines Schiefermantels entkleidet als Kuppe zu Tage tritt, erscheint hier nur als eine locale Erweiterung des unregelmässig begrenzten Spaltenraumes, die ihrer Entstehung nach wohl auf die dynamischen Wirkungen des aufquellenden Magmas selbst zurückzuführen sein dürfte. Die Zertrümmerung von Schichtgesteinen längs der Spaltenwände, die Bildung von Frictionsbreccien und die localen Störungen der Schichtenlage in der Umrandung des Diorits erweisen zur Genüge, dass sich die Eruptionsvorgänge nicht ohne bedeutende mechanische Kraftäusserungen abgespielt haben.

In der Dioritkuppe von Seeben setzen gerade durch jene Regionen, wo sich die Eruptivmasse verschmälert und der Uebergang in die typische Gangform zu erwarten wäre, im Eisackthal und im Tinnebach parallele Dislocationen ein, welche die Gangspalte quer auf ihr Streichen abschneiden. Es blieb uns in diesem Falle nur ein Ausschnitt aus einer derartigen, unregelmässig gestalteten Intrusivmasse erhalten.

Südlich von den Intrusivmassen von Klamm liegen am linken Eisackufer bei dem nun längst ausser Betrieb stehenden Hüttenwerk Sulferbruck Denudationsreste eines isolirten Dioritdurchbruches, der sich tektonisch in das eben besprochene Gangsystem einreiht. Er bildet in einer auffallend schroffen Felspartie die NO.-Ecke des grösstentheils aus Amphibolit bestehenden, steil umrandeten Plateaus von Gufidaun, das den Ausgang des Villnössthales südlich flankirt. Gegen die in der erweiterten Thalmündung stehenden Schmelzhütten stürzt der Diorit in senkrechten Wänden ab; seine Begrenzungsverhältnisse sind hier vom Thalwege aus sehr schön zu überblicken. Eine fast geradlinige, steil aufsteigende Kluft, die man aus der Thalsohle bis auf die Höhe des Plateaus in einem Verticalabstande von nahezu 100 Metern verfolgen kann, trennt die Eruptivmasse von einem thaleinwärts verflächenden Complex dickbankiger Schichtgesteine. Sie ist besonders deutlich an der felsigen Kante des Plateaurandes aufgeschlossen, wo sie in W.30N., also in derselben Richtung durchstreicht, in welcher die Intrusivmassen von Klamm im Phyllit aufsetzen.

Die Schichtgesteine fallen von der Dioritgrenze mit 30—40° in SSW. ab. Es sind lamellarplattige, im Querbruch gebänderte, feldspathführende Gesteine, ähnlich den Bändergneissen, die wir von der Höhe des Seebenkammes und aus dem unteren Tinnebach beschrieben haben. Doch führen sie hier ausser den feinen, mit feldspathigen Lagen alternirenden Lamellen noch häufig dickere Linsen und Platten von reinem Quarz, welche, wie in den typisch entwickelten Quarzphylliten, der Schichtung parallel angeordnet sind.

Dass die genannte Scheidungskluft zwischen Diorit und Bändergneiss nicht als secundäre Dislocation gedeutet werden könne, sondern thatsächlich der Begrenzungsfläche einer Eruptionsspalte entspreche,

lehren die Aufschlüsse in der nordwestlichen Fortsetzung der Eruptivgesteinsgrenze. Wenige Schritte von dem vorbezeichneten Punkte an der Kante des Plateaus beginnt in der NO.-Ecke der die Terrasse bedeckenden Wiesenfläche ein Fussweg, der Anfangs steil, dann in einer engen Serpentine an dem in's Eisackthal abfallenden Gehänge zur Eisenbahnlinie hinabführt. Der oberste Abschnitt dieses Weges entblösst wieder sehr schön die Grenzverhältnisse des Diorits. An das gleichmässig körnige, unregelmässig klüftige Eruptivgestein, das seiner Constitution nach als augitführender Quarzglimmerdiorit zu bezeichnen ist, schliessen sich hier in einer etwa 2 Meter breiten Zone Gesteinstypen von porphyrartiger Textur an, wie sie in den Verdingser Spalten den Uebergang in die Noritporphyrite vermitteln. Schon der makroskopische Befund ergibt eine Sonderung des Gesteinsbestandes in Grundmasse und Einsprenglinge. Die Grundmasse bleibt durchaus körnig. Durch dunklere Färbung und dünnplattige Klüftung hebt sich die Randzone sehr scharf von dem gleichmässig körnig erstarrten Eruptivgestein der Gangmasse ab. Die geschichteten Grenzgesteine, welche gerade im Streichen der Gangspalte einer über den Weg sich erhebenden Steilwand entlang auf eine Erstreckung von ungefähr 70 Schritten blossgelegt sind, zeigen in ausgezeichneter Weise die für den Rand der Intrusivmassen charakteristische Zertrümmerung. Die in ihrer äusseren Erscheinungsform so vielgestaltigen, bald planparallel gebänderten, bald gekröseartig gefältelten und gewundenen, bald heller, bald dunkler gefärbten Bändergneisse lassen die Trümmerstructur sehr deutlich hervortreten; die eckigen, meist über fusslangen Gesteinsschollen liegen wirr durcheinander, ihre stets leicht kenntlichen Schicht- und Structurlinien durchkreuzen sich hiebei in den verschiedensten Richtungen und geben ein auffallend buntes Aufschlussbild; kleinere Gesteinsfragmente erfüllen die Lücken zwischen den grösseren Gneissschollen. Fremdes Gesteinsmaterial ist nirgends nachzuweisen. Obwohl ein eigentliches Cement fehlt, erscheint doch das Ganze als eine compacte, in glatter Wand brechende Gesteinsmasse.

Die porphyrartigen Structurabänderungen an der Eruptivgesteinsgrenze und die Zertrümmerung der in ihrer Umrandung auftretenden Schichtgesteine rechtfertigen zur Genüge die oben gegebene Deutung. Die vom Villnössthal aus sichtbare Grenzkluft ist als Südrand einer mächtigen in W.30N. durchstreichenden Gangspalte zu betrachten, von deren Füllung uns jedoch nur ein kümmerlicher Rest in den die Nordostecke des Gufidauner Plateaus bei Sulferbruck zusammensetzenden Dioriten erhalten geblieben ist.

Im Süden der hier besprochenen Gangmasse liegen, auf schmalen Secundärspalten in lamellarem Gneiss, Schiefern und Amphiboliten aufsteigend, porphyrisch erstarrte Eruptivgesteine. Sie stehen zu den Dioriten von Sulferbruck petrographisch und tektonisch in demselben Verhältnisse, wie die porphyrisch ausgebildeten Gesteine des nördlichsten der Verdingser Gänge (V. der in Text gedruckten Skizze) zu der vorwiegend körnig erstarrten Gesteinsfüllung der zertrümmerten Verdingser Hauptgangspalte. Es sind Vertreter der als Noritporphyrit bezeichneten Gesteinsabänderungen. In frischem Zustande besitzen sie in Farbe und Textur vollständig den Habitus eines Melaphyrs, und

unter dieser Bezeichnung wurden sie auch von Richthofen[1]) und später in grösserer Ausführlichkeit von Pichler[2]) beschrieben. Unter dem Einflusse von Verwitterungserscheinungen nehmen sie lichtere graue Farben an; sie sind dann zumeist stark mit Schwefelkies imprägnirt, und an Stelle des dichten Gefüges tritt ein undeutlich körniger, erdiger Bruch.

Die Noritporphyrite von Sulferbruck setzen in Spalten von geringem Querschnitt auf, rechtfertigen somit auch tektonisch ihre Deutung als besondere, nur durch die raschere Abkühlung bedingte Erstarrungs-Modifiation des körnigen Augitgesteines. Mit diesen Daten scheinbar in Widerspruch stehen die Beobachtungen, welche Pichler in seiner letzten, auf die Vorkommnisse von Sulferbruck bezüglichen Notiz (Neues Jahrb. 1880, pag. 173) mitgetheilt hat. Pichler spricht hier von „einer zusammhängenden Melaphyrmasse von mindestens 30 Metern Mächtigkeit, welche senkrecht den Aktinolithschiefer durchbricht und nach oben als mächtiger Kamm nach Süd fortsetzt.“ Und weiter: „Er bildet gegen den Aktinolithschiefer eine Breccie, die sich wohl auch in die Aktinolithschiefer drängt und früher, so wie der Aktinolithschiefer selbst, auf den Diorit bezogen wurde. Das Verhältniss zum Diorit am Sporn bei Sulferbruck konnte nicht ermittelt werden. Der Melaphyr ist stellenweise weisslichgelb und schwärzlichgrau geflammt.“ Das eigenthümliche dunkle, hie und da lichter geflammte, im frischen Bruch schillernde Gestein, auf welches sich die vorstehenden Beobachtungen Pichler's beziehen, macht allerdings auf den ersten Blick den Eindruck eines melaphyrartigen Eruptivgesteines, und wurde auch von uns bei der ersten Begehung als solches aufgefasst und kartirt. Eine spätere, sorgfältigere Untersuchung führte jedoch zur Ueberzeugung, dass diese Gesteine nur locale, aus Zersetzungsvorgängen resultirende Abänderungen des Strahlstein-Amphibolits repräsentiren.

Der Uebergang aus den dunklen, gefleckten Gesteinen in normale Amphibolite ist an den Aufschlüssen längs der Bahnlinie Schritt für Schritt zu verfolgen. Zu gleichem Resultat gelangt man, wenn man in dem Wasserriss, der oberhalb eines an der Bahnlinie liegenden Tümpels ausmündet, zum Plateaurande emporsteigt. Die dunklen, massigen Gesteine, welche den Südrand dieses Grabens bilden, setzen deutlich bis auf den von Pichler erwähnten randlichen Kamm fort, stehen aber hier allenthalben mit normalen Amphiboliten in Verbindung. An der Wand, welche die Mündung dieses mit Schutt erfüllten Wasserrisses südlich begrenzt, setzt in diesem Gestein ein kaum fussbreiter, etwas unregelmässig gestalteter Gang eines durch Zersetzung entfärbten, lichtgrauen Noritporphyrites auf; das echte und das irrthümlich als Melaphyr (resp. Noritporphyrit) bezeichnete Gestein sind hier unmittelbar nebeneinander entblösst und ermöglichen eine directe Vergleichung, welche sofort über die Verschiedenartigkeit beider Gesteine entscheidet.

---

[1]) Umgebung von Predazzo, pag. 159.

[2]) Neues Jahrbuch f. Mineral. 1871, pag. 272; 1879, pag. 142 und 1880, pag. 173.

Der Zusammenhang der dunklen, lichtgeflammten Gesteine mit den unveränderten Amphiboliten war nach den darauf bezüglichen Gesteinsproben auch in Dünnschliffen sehr schön zu verfolgen. Die lichtgrüne, strahlsteinartige Hornblende zeigt in zersetzten Gesteinen eine graue Trübung unter gleichzeitiger Bildung von Epidot und von opaken, wohl aus Eisenverbindungen bestehenden Körnern. In den letzten Stadien dieser Umwandlung sind die Hornblendereste nur noch an den eigenthümlichen, ohne scharfe krystallographische Begrenzung endigenden Faserbüscheln erkennbar, welche die Längsschnitte dieses Minerales charakterisiren. Die bei der Zersetzung neugebildeten opaken Substanzen bedingen offenbar die dunkle Färbung der in Rede stehenden Gesteine. (Vgl. Anhang, 2. Ueber Amphibolit.)

Mit den Noritporphyriten von Sulferbruck äusserlich vollkommen übereinstimmend ist das Gestein der Gangmassen, die im Villnössthal am linken Ufer des Baches, der Ausmündung eines von Nafen herabziehenden Grabens gegenüber, im Phyllit aufsetzen. Richthofen hat zuerst auf diese Gänge aufmerksam gemacht, Pichler (N. Jb. f. Min.) hat sie später genauer beschrieben. Der mächtigere dieser Gänge ist längs des Thalweges in circa 4 Meter Breite aufgeschlossen; er ist beiderseits von Reibungsbreccien begleitet und sendet thalaufwärts eine keilförmige Apophyse in den Phyllit aus. Die Gänge verqueren in NNO. die Thallinie, liegen also in der Streichungsrichtung der für das Klausener Eruptivgebiet charakteristischen jüngeren Querdislocationen. Die mikroskopische Untersuchung zeigte, dass man es auch hier nicht mit echten Melaphyren im Sinne Rosenbusch's zu thun habe. Das Gestein ist ein Diabasporphyrit, welcher neben gewöhnlichem Augit vereinzelte Durchschnitte von Enstatit enthält. Die feinkrystallinische Grundmasse überwiegt bedeutend über die Einsprenglinge. Das Gestein schliesst sich demnach zunächst an die durch reichlicheren Gehalt an monoklinem Augit charakterisirte Ausbildungsform des Noritporphyrites an, welche wir aus dem Gange III des Verdinger Spaltensystems kennen gelernt haben.

Auf dem linken Eisackufer konnten, soweit hier unsere Begehungen reichten, noch an 3 Stellen isolirte Eruptivgesteinsgänge nachgewiesen werden: Der erste längs des Waldweges, der östlich von Sulferbruck, an der nördlichen Thalecke des Villnössbaches beginnend, zum Plateau von Nafen emporführt (circa 150 Meter über dem Eisackthal), — ein zweiter im Eisackthal selbst, wenige Schritte südlich von dem Bahnwächterhäuschen Nr. 150 an einem oberhalb der Schienenstrecke hinziehenden Fahrwege, — ein dritter endlich auf der Blumwiese, einer etwa 400 Meter über dem Eisackthal liegenden Glacialterrasse, über welche ein Karrenweg von Theiss nach Albeins führt. Ueber eines dieser Vorkommnisse, den Eruptivgesteinsgang bei dem Wächterhause Nr. 150, wurden schon in einem Berichte über die ersten Begehungen in diesem Gebiete einige Mittheilungen veröffentlicht (Verhandl. geol. Reichsanstalt 1880, pag. 92.) Das Gestein wurde dort ganz im Allgemeinen als Porphyrit bezeichnet. In seiner structurellen Ausbildung schliesst sich dasselbe, ebenso wie die Gesteine der beiden anderen Gangmassen enge an jene Typen an, welche im Tinnebach und im Bereiche der Verdingser Durchbrüche eine Zwischenstufe zwischen den gleichmässig körnigen Noriten und den Noritporphyriten bilden. Ueberall heben sich

scharf umrandete Einsprenglinge von Plagioklas und Augit aus der feinkörnig-krystallinischen Grundmasse heraus. Die Augite sind selten frisch genug, um eine schärfere Diagnose zu ermöglichen, doch steht das mikroskopische Gesammtbild, ebenso wie der makroskopische Habitus mit der vorstehenden Deutung in vollständigstem Einklang.

Die Streichungsrichtung dieser Gangbildungen ist aus den vorhandenen Aufschlüssen mit Sicherheit nicht zu ermitteln.

II. Petrographischer Theil.

A. Eruptivgesteine.

In der folgenden Beschreibung der Gesteine werden zuerst die wesentlichen und die wichtigsten accessorischen Gemengtheile beschrieben werden, woran sich dann eine Beschreibung der verschiedenen Structurverhältnisse dieser Gesteine schliessen wird; hierauf werden die wichtigsten Ausbildungsformen an typischen Gesteinsvorkommen beschrieben, dann die chemische Beschaffenheit der Gesteine in einer Reihe von Analysen vorgeführt werden, worauf sich zum Schluss eine Besprechung über die Stellung der beschriebenen Gesteine im petrographischen System schliessen wird.

Die diese Gesteine zusammensetzenden Mineralien, wobei von den sich erst bei der Zersetzung der Gesteine bildenden abgesehen wurde, sind folgende: Plagioklas, rhombischer Augit (sowohl Hypersthen als Enstatit), monokliner Augit (gewöhnlicher und Diallag), Biotit, Orthoklas, Quarz, Magnetit und Apatit; ausserdem treten noch an den Contacträndern hie und da Spinell (Pleonast) und Turmalin in das Gesteinsgemenge ein.

a) Beschaffenheit der einzelnen Gemengtheile.

Der Hauptgemengtheil aller dieser Gesteine ist der Plagioklas. Derselbe ist sowohl in den körnigen, als auch in den porphyrischen Varietäten in Form leistenförmiger Krystalle ausgebildet. Bei den körnigen ist die terminale Begrenzung meist eine unregelmässige, und die Krystalle, die sich bei ihrer Ausbildung gegenseitig gehindert haben, sind nicht schön ausgebildet. Bei den porphyrischen Gesteinen dagegen sind die einzelnen kleinen Plagioklasleistchen meist sehr scharf krystallographisch begrenzt. In den meisten Gesteinen ist der Plagioklas noch recht frisch und seine polysynthetische Zwillingszusammensetzung deutlich sichtbar. Bei seiner Zersetzung wird er in ein grauweisses, körniges Aggregat verwandelt und zeigt dann natürlich keine Zwillingsstreifung mehr. In diesem Zustande ist er besonders in den, unter diesen Gesteinen befindlichen Quarzglimmerdioriten von dem Orthoklas nicht mehr zu unterscheiden.

An Einschlüssen ist der Plagioklas ziemlich arm, er enthält hie und da Einschlüsse von Augitkörnchen und besonders an manchen Stellen angehäuft zahlreiche Apatitnädelchen. Der Plagioklas aus dem körnigen Gestein vom Oberhofer-Nock, der, wie sich im Dünnschliffe herausstellte, ziemlich frisch und an manchen Stellen ein fast glasiges

Aussehen hat, wurde nach der Goldschmied'schen Methode mit Jodkaliumjodquecksilber-Lösung isolirt und einer chemischen Analyse unterzogen. Bei dieser Trennung wurde, nachdem zuerst der Magnetit, Augit und Biotit entfernt worden war, bei einer Dichte von 2·697 der Lösung ein Theil des Plagioklases gewonnen. Bei einer ganz geringen Verdünnung der Lösung bis zur Dichte 2·682 fiel auch der übrige Theil des Plagioklases. Diese beiden Theile wurden nun gesondert, chemisch untersucht, und es ergaben sich dabei folgende Resultate:

	Plagioklas bei der Dichte 2·697 gefallen	Plagioklas bei der Dichte 2·682 gefallen
SiO_2	55·79 Proc.	56·46 Proc.
Al_2O_3	27·08 „	26·51 „
Fe_2O_3	Spur	Spur
CaO	9·83 „	9·93 „
MgO	Spur	Spur
K_2O	0·54 „	0·74 „
Na_2O	5·96 „	5·73 „
Glühverlust . . .	0·97 „	1·02 „
Summe . .	100·17 Proc.	100·39 Proc.

Aus diesen beiden Analysen, die genau genug mit einander übereinstimmen, ergibt sich, dass in diesem Gestein nur ein Plagioklas vorhanden ist, der nach der Tschermak'schen Eintheilung der Feldspathe zwischen Andesin und Labradorit zu stehen kömmt und als ein dem Labradorit nahestehender Andesin bezeichnet werden kann. Zur Vergleichung gebe ich die Analysen des theoretischen letzten, dem Labradorit nahestehenden Andesins und des dem Andesin am nächsten stehenden Labradorits nach G. Tschermak:

	Andesin (Dichte 2·684)	Labradorit (Dichte 2·694)
SiO_2	57·3 Proc.	55·4 Proc.
Al_2O_3	27·3 „	28·5 „
CaO	8·9 „	10·4 „
Na_2O	6·5 „	5·7 „
Summe . .	100·0 Proc.	100·0 Proc.

Wie schon oben erwähnt, kommt in diesen Gesteinen auch Orthoklas vor. Derselbe erscheint meist in grösseren, mehr rundlichen Krystalldurchschnitten und ist mit Sicherheit nur in den seltensten Fällen nachweisbar. Meist ist derselbe vollständig entweder in eine weissgrüne kaolinartige Masse oder in Kaliglimmer verwandelt. In den Quarzglimmerdioriten ist derselbe von dem mit ihm vorkommenden, häufig ebenfalls vollkommen zersetzten Plagioklas nicht zu unterscheiden und seine Anwesenheit nur aus der chemischen Zusammensetzung des Gesteines zu erschliessen. In den porphyrischen Gesteinen sinkt der Orthoklas nicht wie der Plagioklas zu kleinen Kryställchen herab, sondern er erscheint so wie in den körnigen Gesteinen in grossen, rundlichen Krystalldurchschnitten, die aber bei ihrer Zersetzung nicht

in eine kaolinartige Masse, sondern in Kaliglimmer verwandelt erscheinen. Hie und da kommen aber doch noch halbwegs frische Krystalle vor, an denen nachgewiesen werden kann, dass der Orthoklas theils in einfachen Krystallen, theils in Carlsbader Zwillingen ausgebildet ist. Die Menge des Orthoklases in den porphyrischen Gesteinen ist aber immer eine sehr untergeordnete, während sie in den Quarzglimmerdioriten, der chemischen Analyse nach zu schliessen, in etwas grösserer Menge vorkommen. Fast in allen körnigen Gesteinen, die nur etwas mehr Quarz führen, ist der Feldspath mit dem Quarz mikropegmatitisch verwachsen. Diese Verwachsung ist eine verschieden ausgebildete; während bei manchen Gesteinen bei dieser Verwachsung die einzelnen Feldspath- und Quarzpartikelchen deutlich schon in gewöhnlichem Lichte sich von einander abheben, indem der Quarz wasserhell, der Feldspath aber grau getrübt erscheint, ist in vielen Fällen die Verwachsung eine ausserordentlich feine und zarte und tritt dieselbe erst im polarisirten Licht deutlich hervor. In vielen Gesteinen ist dieser Mikropegmatit nur hie und da an einzelnen Stellen vorhanden, während bei manchen quarzreichen Gesteinen der Mikropegmatit einen wesentlichen Bestandtheil des Gesteines bildet und wie eine Grundmasse die anderen Bestandtheile umgibt.

Nächst dem Plagioklas ist Augit der wichtigste Gemengtheil, und zwar kommen in diesen Gesteinen hauptsächlich rhombische Augite vor und nur in geringerer Menge monokline. Von rhombischen Augiten ist sowohl Hypersthen als Enstatit vorhanden.

Der Hypersthen erscheint meist in braunrothen Krystallkörnern von verschiedener Grösse. Hie und da jedoch sind auch ausgebildete Krystalldurchschnitte in den Schliffen zu sehen. An diesen Krystalldurchschnitten konnte auch die optische Orientirung genau nachgewiesen werden, so dass kein Zweifel ist, dass man es hier wirklich mit Hypersthen zu thun hat. Querschnitte von Hypersthen von fast rechtwinkeliger Form, zeigten parallele Auslöschung zu ihrer Umgrenzung. Es sind also bei diesen Krystallen die Pinakoide weit stärker als die Prismenflächen entwickelt, die nur in Form einer kleinen Abstumpfung in den Querschnitten erscheinen. Diese Querschnitte im Mikroskope mit der Condensorlinie betrachtet, liessen den Austritt einer optischen Mittellinie erkennen und es liess sich nachweisen, dass dieselbe positiv ist. Es stimmt dies vollkommen mit den optischen Eigenschaften des Hypersthens überein, bei dem die c Axe die stumpfe Bissectrix ist. Da nun der Hypersthen optisch negativ ist, so muss die c Axe optisch positiv erscheinen. Die für die Hypersthene charakteristische Mikrostructur, bestehend in regelmässig angeordneten Interpositionen, wurde hier nirgends gefunden.

Bei der Zersetzung der Gesteine geht der Hypersthen in ein lichtgrau-grünes, faseriges Mineral über, so wie der später zu beschreibende Enstatit. Im Anfang tritt diese Umwandlung nur an einzelnen Stellen auf, bis endlich der ganze Hypersthen in ein parallel-faseriges bastitartiges Mineral verwandelt ist. Dieses Mineral zeigt im Schliff gerade Auslöschung und kann wohl als Bastit bezeichnet werden. Bei weiterer Zersetzung bilden sich dann trübe graugrüne oder auch braune faserige Zersetzungsproducte, die keine genauere optische Prüfung erlauben.

Der neben Hypersthen in diesen Gesteinen vorkommende Enstatit lässt sich nicht scharf vom ersteren trennen. Derselbe ist meist zersetzt und in kleineren Individuen ausgeschieden, so dass eine genauere Bestimmung der optischen Eigenschaften nicht möglich war. In frischem Zustande erscheint er im Schliff farblos oder mit einem geringen Stich in's Rothe, in welchem Fall er pleochroitisch ist. Eine strenge Scheidung des rhombischen Augites in Hypersthen und Enstatit konnte also nicht durchgeführt werden. Es wurden die braun bis kupferrothen, stark pleochroitischen rhombischen Augite als Hypersthen angenommen, wie sich dies auch durch die optische Orientirung nachweisen liess, während die farblosen oder kaum merklich pleochroitischen rhombischen Augite als Enstatit betrachtet wurden. Von dem Hypersthen unterscheidet sich der in diesem Gestein auftretende Enstatit auch etwas in der Form. Letzterer erscheint nämlich in den Dünnschliffen in unregelmässig begrenzten, fein geradlinig gestreiften länglichen Partien, während der Hypersthen mehr in Krystallkörnern oder auch in kurzen Säulchen entwickelt ist.

Bei der Zersetzung geht der Enstatit in Bastit über, indem neben der ursprünglich vorhanden gewesenen Streifung eine feine Längsfaserung sich bemerkbar macht, während zugleich meist eine Aenderung der Farbe eintritt, indem diese faserigen Stellen ganz lichtgrün oder schwach bräunlich gefärbt erscheinen und ebenso wie der frische Enstatit gerade Auslöschung zeigen. Diese Umsetzung schreitet natürlich bei weiterer Zersetzung immer mehr vor, bis endlich der ganze Enstatit in ein grün oder braun faseriges Aggregat verwandelt ist.

Ausser rhombischem Augit kommt, wie schon früher erwähnt, auch monokliner Augit vor. Derselbe ist meist Diallag, der in den Schliffen in Form von unregelmässig begrenzten Partien meist mit dem Hypersthen oder mit Biotit verwachsen vorkommt. Er ist schwach pleochroitisch und zeigt die für den Diallag so charakteristischen opaken Interpositionen, die parallel dem Orthopinakoid angeordnet sind. Diese Interpositionen sind theils opake Körnchen, theils Nädelchen und sind dieselben nicht an allen Stellen des Diallages entwickelt, sondern es sind interpositionsfreie Stellen vorhanden, während sich an andern Stellen diese Einlagerungen so häufen, dass der Diallag im Schliff an diesen Stellen fast undurchsichtig wird. Im Querschnitt sieht man deutlich neben der prismatischen auch eine feine orthopinakoidale Spaltbarkeit und längs derselben auch Einlagerungen opaker Körnchen und Nädelchen, die ebenfalls häufig an einzelnen Stellen zahlreicher auftreten, während sie an andern Orten fehlen.

Ausser Diallag kommt auch gewöhnlicher monokliner Augit vor. Derselbe erscheint nur in untergeordneter Menge und ist in den meisten Fällen zersetzt. Ein Theil der bastitartig zersetzten Augite hat sich wahrscheinlich aus monoklinem Augit gebildet. Es kommen nämlich zersetzte längsgefasserte, meist die Augitform deutlich zeigende Schnitte in den Schliffen vor, in denen noch einzelne Stellen vorhanden sind, die nicht gerade auslöschen, sondern Auslöschungsschiefen bis zu 40° und darüber zeigen. Aber auch ganz typischer gewöhnlicher Augit ist in wenigen dieser Gesteine vorhanden. Derselbe ist von weingelber

Farbe, erscheint in gut ausgebildeten Krystalldurchschnitten und zeigt Auslöschungsschiefen bis zu 43°.

Ueber den fast in allen Gesteinen vorkommenden Biotit ist nichts besonderes zu erwähnen. Derselbe bildet in den Schliffen unregelmässige lappige Partien von rothbrauner Farbe. In Schnitten senkrecht zur Spaltbarkeit zeigt er einen ausserordentlich starken Dichroismus zwischen lichtbraungelb und fast schwarzbraun. Er erscheint sehr häufig mit Diallag und rhombischem Augit verwachsen. Bei seiner Zersetzung geht er entweder in ein grünes chloritisches Mineral über, das häufig gelbe Epidotkörnchen eingesprengt enthaltet, die sich jedenfalls bei dieser Zersetzung als secundäres Product gebildet haben, oder er bildet auch bei seiner Zersetzung die bekannten Kalk- und Epidotlinsen, die sich parallel seiner Spaltbarkeit einlagern und ihm im Schliff fast ein gebändertes Aussehen geben.

Quarz ist in den Gesteinen in sehr wechselnder Menge enthalten, doch führen ihn fast alle, wenigstens in geringer Menge. Er kommt entweder in einzelnen Körnern vor, oder bildet auch Körneraggregate, nie aber erscheint er in gut ausgebildeten Krystalldurchschnitten. Derselbe enthält häufig äusserst dünne, lange Nadeln von Apatit, dann auch nicht eben zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse, die meist an einzelnen Stellen angehäuft sind, ausserdem noch Augitkörnchen und hie und da Biotittäfelchen eingeschlossen. Neben diesem körnig vorkommenden Quarz ist, wie schon beim Feldspath erwähnt wurde, derselbe auch mit Feldspath schriftgranitartig verwachsen und bildet entweder kleinere Partien von Mikropegmatit oder auch bei quarzreicheren Gesteinen eine Art Mikropegmatitgrundmasse. Ob in diesen Fällen der Quarz mit Plagioklas oder Orthoklas verwachsen ist, lässt sich nicht bestimmen, da der Feldspath, der mit Quarz verwachsen vorkommt, immer grau getrübt erscheint.

Eine untergeordnete Rolle spielt in diesen Gesteinen der Magnetit. Er erscheint nur in einzelnen Körnern in den Gesteinen vertheilt, manchmal auch an den Biotit attachirt, in welchen er auch als Einschluss vorkommt.

Apatit ist besonders in den quarzreichen Gesteinen ziemlich häufig und erscheint meist in Form langer, spiessiger Nadeln als Einschluss in Quarz oder auch in Feldspath, ist aber auch sonst oft in sehr langen Nadeln, die durch verschiedene Gemengtheile durchsetzen, in den Gesteinen vertheilt.

b. Structurverhältnisse.

Die Hauptmasse der Gesteine ist körnig ausgebildelt. Die Grösse der einzelnen Gemengtheile überschreitet dabei aber nie 4—5 Millimeter. Die Quarzglimmerdiorite und ein Theil der hypersthenführenden noritischen Glieder der Klausener Eruptivgesteine gehören zu diesen gröber körnigen Gesteinen. Diese letzteren werden dann immer feinkörniger und gehen in noch immer rein körnige, noritische besonders enstatitreiche Varietäten über, wie sie vornehmlich im Tinnebachgebiet vorkommen. Häufig treten aber einzelne Krystalle, und zwar besonders Paglioklas oder auch zu Kaliglimmer verwandelter Orthoklas, deutlicher hervor, und es erhalten dadurch diese Gesteine einen porphyrartigen Charakter, indem einzelne grössere Feldspäthe aus einer körnigen, aus

kleinen Plagioklasleisten, Enstatit, etwas Biotit und Magnetit bestehenden Grundmasse hervortreten. Bei weiterer Ausbildung dieser Verhältnisse entstehen dann rein porphyrisch ausgebildete Gesteine, bei denen die ausgeschiedenen Mineralien (vornehmlich Plagioklas, einzelne grössere rhombische Augite und hie und da grössere Orthoklase) in einer Grundmasse ausgeschieden erscheinen. Diese Grundmasse ist nun entweder eine feine mikrokrystalline oder auch eine kryptokrystalline, die mit sehr feinem Magnetitstaub durchsetzt ist, oder globubitisch gekörnelt erscheint. Eine wirkliche isotrope Basis konnte mit Sicherheit nur in Spuren in einigen Gesteinen nachgewiesen werden. Es zeigen also die noritischen Glieder dieser Gesteine eine sehr wechselnde structurelle Ausbildung, während die ächten Quarzglimmerdiorite nur körnig ententwickelt vorkommen. Auch die Uebergangsglieder zwischen Norit und Quarzglimmerdiorit, wenn sie etwas mehr Quarz enthalten, sind nur körnig ausgebildet.

c) Beschreibung der wichtigsten Gesteinstypen.

Wie schon früher erwähnt, kommen sowohl was mineralogische Zusammensetzung als structurelle Ausbildung anbelangt, recht verschieden ausgebildete Eruptivgesteine im Klausener-Gebiet vor, die aber im ganzen Grossen, wenigstens bei der geologischen Beschreibung dieses Gebietes, als Diorite bezeichnet werden können. Es sind Quarzglimmerdiorite, die durch allmählige Aufnahme von vornehmlich rhombischem Augit, bei gleichzeitigem Zurücktreten des Quarzes und theilweise auch des Glimmers, in Norite übergehen. Ich will nun an einer Reihe von einzelnen Vorkommnissen die verschiedenen Typen dieser Gesteine vorführen, wobei ich von den noritischen Gesteinen ausgehend, allmählig durch verschiedene Uebergangsglieder zu den typischen Quarzglimmerdioriten gelangen werde.

Ein typisches Vorkommen der noritischen Gesteine ist das rein körnige Gestein vom Oberhofer (aus den felsigen Aufschlüssen längs des vom Oberhofer oberhalb Garnstein in den Rothbach führenden Waldweges). Dasselbe besteht aus vorwiegendem Plagioklas, der meist noch ziemlich frisch ist, dann aus stark pleochroitischem Hypersthen, der hie und da auch in Krystallformen auftritt, etwas bastitisch zersetztem Enstatit, nicht gerade wenig Diallag, etwas gewöhnlichem monoklinen Augit und geringen Mengen von Magnetit, Orthoklas, Apatit und Quarz, welcher theils in einzelnen Körnern, theils mit Feldspath schriftgranitartig verwachsen im Schliff zu sehen ist. Von der näheren Beschreibung der einzelnen Bestandtheile sehe ich hier ab, weil dieselbe schon bei der allgemeinen Charakteristik der einzelnen Gemengtheile der Klausener Eruptivgesteine gegeben worden ist. Schön ist in diesen Gesteinen die Verwachsung von Hypersthen mit Diallag oder mit Biotit zu sehen. Die Trennung zwischen Hypersthen und Enstatit ist sehr schwer vorzunehmen, da bei der Zersetzung beide in ein faseriges, gerade auslöschendes, bastitisches Zersetzungsproduct übergehen, und nur der Pleochroismus des frischen Hypersthen eine Unterscheidung zwischen beiden ermöglicht.

Der Feldspath dieses Gesteines wurde nach der Goldschmidt-schen Methode separirt und wurden, wie schon früher erwähnt, bei der

Dichte der Jodquecksilberjodkalium - Lösung von 2·697 ein Feldspath gewonnen, der mit dem bei geringer Verdünnung obiger Lösung fallenden Feldspath identisch war. Derselbe stellte sich als ein, dem Labradorit sehr nahe stehender Andesin heraus.

Dieses Gestein ist also ein typischer Hypersthen-Norit, wie er von anderen Orten bekannt ist. Das Vorkommen von Diallag, Quarz und Biotit, neben rhombischem Augit ist geradezu charakteristisch für manche der bis jetzt bekannten Norite.

Dieses Gestein wurde einer chemischen Untersuchung unterzogen und ergab dieselbe folgende Resultate:

Kieselsäure	56·72	Proc.
Thonerde	16·90	"
Eisenoxyd	4·14	"
Eisenoxydul	6·28	"
Kalk	7·25	"
Magnesia	4·62	"
Kali	0·63	"
Natron	4·65	"
Glühverlust	0·75	"
Summe	101·94	Proc.

Einen anderen Typus eines Norites, und zwar eines Enstatitnorites stellt das Gestein dar, welches den Ast IV der Verdingser-Gangmasse dort, wo derselbe den Tinnebach verquert, zusammensetzt (vgl. die Skizze pag. 602). Es ist dasselbe viel feinkörniger ausgebildet, als das vorher beschriebene. Im Schliff erscheint es als ein rein körniges Gemenge von zahlreichen kleinen Plagioklasleisten mit theilweise bastitisch zersetztem Enstatit, zu dem sich noch in kleinerer Menge rothbrauner Biotit und etwas Magnetit gesellen. Der Enstatit ist in unregelmässig begrenzten säulenförmigen Partien vorhanden und ist an vielen Stellen noch recht frisch und fast farblos, zum grossen Theil aber in ein bastitisches, faseriges, lichtgrünes oder lichtgrünbraunes Zersetzungsproduct verwandelt. Einzelne rhombische Augite sind auch röthlich gefärbt und zeigen dem entsprechend Pleochroismus und sind wohl dem Hypersthen zuzurechnen. Quarz ist in diesem Gesteine nur vereinzelt in Körnern vorhanden. Auch dieses Gestein muss als ein typischer Norit, und zwar als ein Enstatitnorit bezeichnet werden.

Die chemische Untersuchung dieses Gesteins ergab folgende Resultate:

Kieselsäure	55·80	Proc.
Thonerde	17·20	"
Eisenoxyd	5·22	"
Eisenoxydul	7·13	"
Kalk	6·97	"
Magnesia	2·76	"
Kali	1·23	"
Natron	3·62	"
Glühverlust	1·23	"
Summe	101·16	Proc.

Von derselben Beschaffenheit sind die Gesteine der Gangmasse III der Verdingser Spaltenzüge, aber dieselben sind stark zersetzt, so dass der rhombische Augit schon meist in eine grünbraune faserige, Aggregatpolarisation zeigende Masse verwandelt ist. Bei denselben ist also die Trennung zwischen Hypersthen und Enstatit nicht durchführbar; überhaupt lassen sich die als Hypersthen und Enstatitnorit bezeichneten Typen nur in den seltensten Fällen, nämlich bei sehr frischen Gesteinen, auseinanderhalten.

Diese Gesteine gehen dann dadurch, dass einzelne Individuen besonders hervortreten, in porphyrartige Glieder über, bei denen einzelne Feldspäthe, und zwar vornehmlich Plagioklase und bastitisch zersetzte rhombische Augite, aber auch hie und da einzelne oft zonaren Bau zeigende Orthoklase, die meist in Kaliglimmer verwandelt sind, in einer feinkörnigen, aus den gewöhnlichen Bestandtheilen der noritischen Gesteine bestehenden Gesteinsmasse liegen. Die porphyrartige Textur fällt schon makroskopisch auf.

Gesteine von dieser Ausbildung vermitteln im Bereiche der Verdingser Gangzüge den Uebergang aus den gleichmässig körnigen Noriten in die später zu beschreibenden Noritporphyrite. Sie bilden jedoch auch selbstständige Gangmassen, z. B. den isolirten Durchbruch, welcher sich an die Nordgrenze des Diorits von Pardell im Tinnebach anschliesst, ferner die beiden schmalen, thalaufwärts folgenden Gänge des Verdingser Spaltensystems. Die von der erstgenannten Localität vorliegenden Gesteinsproben führen als accessorischen Bestandtheil Spinell. Sie gaben hinlänglich frisches Material zu einer chemischen Untersuchung, deren Resultate hier folgen:

Kieselsäure	55·56	Proc.
Thonerde	17·92	„
Eisenoxyd	6·17	„
Eisenoxydul	6·28	„
Kalk	5·35	„
Magnesia	3·97	„
Kali	1·06	„
Natron	3·82	„
Glühverlust	1.34	„
Summe	101·47	Proc.

Der Quarz erscheint in denselben nicht in einzelnen grösseren Körnern, sondern in der feinkörnigen Grundmasse, die ihn neben Augit und Plagioklas in kleinen rundlichen Partien enthält, aber immer nur in geringer Menge.

Die vorstehend erwähnten Gesteine gehen nun durch Feinerwerden des Korns und weitere Ausbildung der porphyrischen Structur in makroskopisch aphanitisch aussehende Gesteine über, die sich aber im Schliff als porphyrisch entwickelt darstellen.

Dieselben sind, sowohl was die Ausbildung der Grundmasse, als auch die Natur der ausgeschiedenen Bestandtheile anbelangt, verschieden entwickelt. Sie lassen sich mit Rücksicht auf das Verhältniss von Grundmasse und Einsprenglingen in zwei Hauptgruppen theilen: In den Gesteinen der einen Gruppe halten sich beide so ziemlich das Gleich-

gewicht, in jenen der zweiten Gruppe überwiegt die Grundmasse weitaus über die Einsprenglinge. Die Gesteine der ersten Gruppe sind zugleich sehr augitreich, die Vertreter der zweiten Gruppe dagegen enthalten wenig Augit, sind jedoch häufig durch einen verhältnissmässig hohen Quarzgehalt ausgezeichnet.

Ein typisches Gestein, das die Ausbildung der ersten Gruppe zeigt, ist das von dem Felssporn vor der Grotte im Tinnebach. Es bildet die Randzone von Noritgang III der Skizze auf pag. 602). Dieses Gestein ist die rein porphyrische Ausbildungsform der Norite. Die im Verhältniss zu den Einsprenglingen nur mässig vorherrschende Grundmasse ist zusammengesetzt aus noch recht frischen, länglichen Plagioklasleistchen und kleinen Säulchen und Körnchen von rhombischem Augit, zwischen welchen sich eine durch zahlreiche Opacit und Ferritkörnchen durchsetzte kryptokrystalline Basis befindet. Die kleinen Augite in der Grundmasse sind zum Theil von lichtrothbrauner Farbe und zeigen Pleochroismus zwischen roth und grün, dürften also Hypersthene sein, ein anderer Theil dieser kleinen Körnchen ist nicht pleochroitisch und fast farblos, kann also wohl als Enstatit angesehen werden. Die in dieser Grundmasse ausgeschiedenen Feldspäthe lassen sich meist deutlich als Plagioklase erkennen und sind häufig in eine trübe graue gekörnelte Masse verwandelt; nicht eben selten kommen aber auch in ein, lebhafte Polarisationsfarben zeigendes Aggregat verwandelte Feldspäthe vor, die wohl als in Kaliglimmer umgewandelte Orthoklase zu deuten sind.

Fast häufiger als der gross ausgeschiedene Feldspath ist der Hypersthen, der in derselben Weise ausgebildet ist, wie in den körnigen Gliedern der Gesteine. Er erscheint im Schliffe in meist recht frischen Körnern oder grösseren unregelmässig begrenzten Partien, die deutlichen Pleochroismus zwischen lichtroth und lichtgrün zeigen und gerade Auslöschung zeigen.

Das ganze Gestein ist durchsetzt von Magnetit, der sich theils in der Grundmasse vertheilt, theils auch in grösseren Körnern gewissermassen porphyrisch ausgebildet vorfindet.

Eine chemische Untersuchung dieses Gesteins ergab folgende Resultate:

Kieselsäure	56·85	Proc.
Thonerde	16·70	„
Eisenoxyd	5·92	„
Eisenoxydul	7·13	„
Kalk	5·97	„
Magnesia	3·25	„
Kali	1·91	„
Natron	2·78	„
Glühverlust	0·54	„
Summe	101.05	Proc.

An diese Gesteine schliessen sich die von den Aufschlüssen längs des Fahrweges von Pardell nach Verdings stammenden Noritporphyrite an (IV a der Skizze), welche sich als Vertreter der zweiten Gruppe durch eine weitaus überwiegende Grundmasse auszeichnen. Dieselbe

besteht nicht mehr aus deutlich krystallin ausgebildeten Leistchen von Plagioklas, sondern erscheint durchaus kryptokrystallin und durch Ferritstaub oder graue Körnchen getrübt; hie und da scheinen auch globulitisch gekörnelte isotrope Partien vorhanden zu sein.

Die Grundmasse dürfte grösstentheils aus Feldspath bestehen, wozu sich noch Augitkörnchen gesellen. Die porphyrisch ausgebildeten Feldspäthe lassen sich meist als Plagioklase erkennen, es kommen aber auch Orthoklase, wenn auch in geringerer Anzahl vor.

Der Augit, der auch porphyrisch ausgeschieden, wenn auch in bedeutend geringerer Menge als der Feldspath vorkommt, ist eben so wie der nur mehr in spärlichen Resten nachweisbare Biotit vollständig zersetzt. Ueberhaupt ist dieses Gestein in einem ziemlich hohen Stadium der Zersetzung begriffen und reichlich mit Schwefelkies imprägnirt.

Ein diesem Gestein sehr ähnliches ist das von Sulferbruck an der Ausmündung des Villnössthales. Es besteht ebenfalls aus einer weitaus vorherrschenden Grundmasse, in der neben Plagioklas viel Quarz und nur in geringer Menge Augit und Biotit ausgeschieden sind. Leider ist dieses Gestein so zersetzt, dass sich über die Beschaffenheit des Augites kaum mehr etwas sagen lässt. Es stellt dieses Gestein wahrscheinlich ein porphyrisches Glied der quarzreichen Norite dar.

Aus dem östlichen Abschnitte der Gangmasse III, welche ein von der Pardeller Terrasse in den Tinnebach führender Fussweg verquert (3 der Skizze), liegen Gesteinsproben vor, die eine etwas andere Beschaffenheit zeigen, als die aus demselben Gange stammenden phorphyrischen Gesteine, die wir früher aus dem Tinnebach beschrieben haben. Sie erscheinen ebenso wie an dem letztgenannten Punkte als Salband des körnigen Gesteins der Gangmitte.

Das recht frische Gestein besteht aus einer kryptokrystallinen, mit einzelnen Magnetiten und ausserordentlich zahlreichen opacitischen Körnchen durchsetzten Grundmasse, welche grosse, frische Plagioklase, bastitisch zersetzten Enstatit und ziemlich bedeutende Menge eines vollkommen frischen im Schliff weingelb erscheinenden monoklinen Augits enthält, der theils in unregelmässig begrenzten Partien, theils in wohl ausgebildeten Krystalldurchschnitten im Dünnschliffe erscheint. Diese Durchschnitte zeigen häufig einzelne lamellare Zwillingseinlagerungen nach den Orthopinakoid. Dieses Gestein enthält Einschlüsse von Quarz mit Resten von Feldspath und Biotit, erinnernd an die quarzreichen Feldsteine, die bei anderer Gelegenheit erwähnt werden sollen. Diese porphyrisch ausgebildeten Gesteine müssen, da in denselben mit Ausnahme des letztbeschriebenen Gesteins der rhombische Augit neben dem Plagioklas entschieden die Hauptrolle spielt, als Noritporphyrite bezeichnet werden. Das letztbeschriebene Gestein nähert sich durch seinen hohen Gehalt an monoklinem Augit den Diabasporphyriten, aber selbst in diesem Gestein ist der rhombische Augit ebenso stark entwickelt wie der monokline.

Gehen wir wieder zu den körnigen Noriten zurück, so sehen wir, dass dieselben durch Aufnahme von Quarz Quarznorite bilden, und zwar können wir hier auch in einzelnen Fällen Hypersthen und Enstatitquarznorite unterscheiden. Im Allgemeinen ist die Entschei-

dung zwischen Hypersthen und Enstatit nicht durchführbar und deshalb auch der Unterschied zwischen Hypersthen- und Enstatitnorit nicht strenge festzuhalten.

Typische Vertreter der hypersthenführenden Quarznorite liegen aus dem Vildarthale und aus dem östlichen Abschnitte der Eruptivmasse des Pfundererberges, den Aufschlüssen zwischen Johannser- und Muttlerhof vor.

Dieselben sind rein körnig ausgebildet und enthalten neben recht frischem Plagioklas ziemlich viel Hypersthen und Biotit und in bedeutender Menge Quarz, der meist in Körnern, aber auch mit Feldspath verwachsen in Form von Mikropegmatit vorkommt. Der Feldspath ist meist recht frisch, als Plagioklas erkennbar, zum Theil aber auch verwittert und in eine graukörnige Masse verwandelt. Ein Theil des zersetzten Feldspathes scheint Orthoklas zu sein, wenigstens zeigt die chemische Analyse dieser Gesteine einen verhältnissmässig hohen Kaligehalt.

Dieselbe ergab folgende Resultate:

	Gestein aus dem Vildarthal (mittlerer Thalabschnitt).	Gestein zwischen Johannser- und Muttlerhof.
Kieselsäure	59·97 Proc.	64·12 Proc.
Thonerde	16·93 „	16·50 „
Eisenoxyd	2·41 „	2·71 „
Eisenoxydul	4·83 „	4·26 „
Kalk	5·10 „	4·76 „
Magnesia	3·61 „	2·34 „
Kali	1·32 „	1·92 „
Natron	3·87 „	3·92 „
Glühverlust	1·60 „	0·73 „
Summe . .	99·64 Proc.	101·26 Proc.

Zu den Quarznoriten gehören auch die hauptsächlich neben Plagioklas und rhombischem, bastitisch zersetztem Augit, in geringer Menge Biotit und etwas Diallag führenden, quarzreichen Gesteine, welche in zahlreichen Proben aus der Umwandung der Eruptivmasse des Vildarthales vorliegen, und zwar hauptsächlich von Localitäten entlang der südlichen (oberer Weissbachl-Samberg) und nördlichen (Morgennok-Pfreinalpe) Grenze dieser Masse. Sie stammen zumeist unmittelbar von der Eruptivgesteinsgrenze, aus den durch gleichmässig feinkörnige Textur ausgezeichneten Varietäten der Grenzregion.

Von den vorhergehend beschriebenen Quarznoriten unterscheiden sie sich nur durch ihren bastitisch zersetzten rhombischen Augit, der an frischen Stellen fast farblos ist und daher wohl dem Enstatit zugerechnet werden kann. Die Grenze zwischen diesen beiden Varietäten ist aber durchaus nicht scharf, die hypersthenführenden Quarznorite enthalten auch Enstatit und umgekehrt. Der Quarz erscheint in denselben meist in Körnern, aber auch häufig als Mikropegmatit.

Diesen Gesteinen sehr nahe stehend ist das aus einem Hangendschlag des Theresiastollens im Pfunderer Bergbau. Dasselbe enthält

neben ziemlich zersetztem Plagioklas und theilweise bastitisch verändertem Enstatit sehr viel Diallag, von der schon in der allgemeinen Beschreibung der Gemengtheile gegebenen Beschaffenheit, der sehr häufig mit Enstatit verwachsen ist und einer ausserordentlichen Masse von Mikropegmatit, so dass die einzelnen Feldspäthe und Augite wie in einer aus Mikropegmatit bestehenden Grundmasse ausgeschieden erscheinen. Dieses Gestein ist auch reich an grossen, langen Apatitnadeln, die durch verschiedene Gemengtheile durchsetzend besonders an manchen Stellen ziemlich häufig vorkommen, während andere Theile des Gesteines fast frei davon sind.

Die Quarznorite gehen nun durch noch mehr Aufnahme von Quarz, Zurücktreten des Augits und constantes Auftreten des Biotits in Gesteine über, die schon den echten Quarzglimmerdioriten nahe stehen und als augitführende Quarzglimmerdiorite bezeichnet werden können. Leider sind dieselben schon sehr zersetzt, und ist der Augit kaum mehr bestimmbar. Er dürfte wohl zum grössten Theil rhombischer Augit gewesen sein. Diese Gesteine zeigen auch an den Stellen, wo sie in der Nähe des Contactes mit den Schiefern vorkommen, Turmalin, der in kleinen, faserigen, zwischen lichtbraun und blau pleochroitischen Säulchenaggregaten vertheilt erscheint.

Zu diesem Typus der Gesteine, und zwar ohne Turmalinführung gehören einige Vorkommnisse aus den Vildarthal und das Gestein vom Kanzele an dem Ostabhang des Seebenkammes.

Bei denselben ist mit Ausnahme des letzteren der Biotit recht frisch und in grosser Menge vorhanden, während die Augite vollkommen zersetzt sind und nur an ihrer Umgrenzung erkannt werden können. Der Quarz ist meist in grossen Körnern vorhanden, selten bildet er mit Feldspath Mikropegmatit. Im Vildarthal wechseln diese Gesteine regellos mit augitfreien Typen. Sie führen nicht selten Turmalin.

Bei vollkommenem Zurücktreten des Augites bilden sich dann die Gesteine heraus, die als typische Quarzglimmerdiorite bezeichnet werden können. Dieselben enthalten neben überwiegendem Plagioklas, der meist vollkommen in eine graukörnige, kaolinartige Masse zersetzt ist und nur in seltenen Fällen seine Bestimmung als trikliner Feldspath erlaubt und, wie sich aus der chemischen Analyse dieser Gesteine schliessen lässt, etwas ebenfalls vollkommen zersetzten Orthoklas, sehr viel Quarz, der fast nur in Körnern im Gesteine ausgebildet ist und nur sehr selten mikropegmatitisch mit Feldspath verwachsen erscheint, nicht gerade viel Glimmer und nur in den seltensten Fällen einzelne (vollkommen zersetzte) Augite. Auch diese Gesteine sind, wie überhaupt alle körnigen Eruptivgesteine des Klausener Gebietes an den Contactstellen turmalinführend.

In der Dioritkuppe von Seeben, der Gangmasse von Pardell und den Aufschlüssen des Vildarthales besitzen diese sauersten Glieder der dioritischen Gesteinsreihe ihre Hauptverbreitung. Die chemische Untersuchung einer Gesteinsprobe aus dem Vildarthal (felsiger Pfad an der linken Seite der Thalschlucht, von der Mündung des Weissbachls ½ Stunde thaleinwärts), ergab die folgenden Resultate:



Kieselsäure	70·17	Proc.
Thonerde	11·10	„
Eisenoxyd	1·92	„
Eisenoxydul	2·86	„
Kalk	3·34	„
Magnesia	1·23	„
Kali	3·23	„
Natron	3·77	„
Glühverlust	1·87	„
Summe	99·49	Proc.

d) Chemische Beschaffenheit der Gesteine.

Wie schon die bei der Beschreibung der einzelnen Gesteinsvorkommnisse gegebenen chemischen Analysen zeigen, sind diese Gesteine je nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung auch chemisch verschieden beschaffen. So wie die noritischen Gesteine durch allmählige Uebergänge mit den Quarzglimmerdioriten verbunden sind, so ist es auch mit der chemischen Zusammensetzung der Fall. Die Gesteine bilden, was den Kieselsäuregehalt anbelangt, eine von den Noriten durch die Quarznorite zu den Quarzglimmerdioriten aufsteigende Reihe. Die structurelle Ausbildung übt, wie schon im voraus zu erwarten war, keinen Einfluss auf die chemische Zusammensetzung, so dass die quarzarmen, noritischen Gesteine, mögen sie nun körnig oder porphyrisch ausgebildet sein, eine fast gleiche chemische Beschaffenheit zeigen.

Im Folgenden gebe ich eine Zusammenstellung der chemischen Analysen der verschiedenen Gesteine, und zwar aufsteigend nach dem Kieselsäuregehalt geordnet.

	Norit mit beginnender porphyrischer Ausbildung aus dem Tinnebach	Feinkörniger Norit aus dem Tinnebach	Typischer Norit vom Oberhofer	Noritporphyrit aus dem Tinnebach	Quarznorit aus dem Vildarthal	Quarznorit-Aufschlüsse zwischen Johannser und Muttler	Quarzglimmerdiorit aus dem Vildarthal
	P r o c e n t						
Kieselsäure	55.56	55·80	56·72	56·85	59·97	64·12	70·17
Thonerde	17·92	17·20	16·90	16·70	16·93	16·50	11·10
Eisenoxyd	6·17	5·22	4·14	5·92	2·41	2·71	1·92
Eisenoxydul	6·28	7·13	6 28	7·13	4·83	4·26	2·86
Kalk	5·35	6·97	7·25	5·97	5·10	4·76	3·34
Magnesia	3·97	2·76	4·62	3·25	3 61	2·34	1·23
Kali	1 06	1·23	0·63	1·91	1·32	1 92	3·23
Natron	3·82	3 62	4·65	2·78	3·87	3·92	3·77
Glühverlust	1·34	1·23	0-75	0·54	1·60	0·73	1'87
Summe	101·47	101·16	101·94	101·05	99 64	101·26	99·49

Die chemischen Analysen dieser Norite lassen eine grössere Uebereinstimmung mit der Zusammensetzung der Diorite, speciell der Augitdiorite erkennen, als mit jener der Diabase. Es erklärt sich das wohl aus der Beschaffenheit des Feldspathes, der, wie die chemische Analyse desselben ergab, dem Andesin zuzurechnen ist, während die Diabase meist einen basischeren Feldspath führen und aus dem Vorherrschen des durch einen höheren Kieselsäuregehalt ausgezeichneten rhombischen Augites gegenüber dem monoklinen. Aus den chemischen Analysen der quarzreicheren Gesteine, speciell der Quarzglimmerdiorite, ergibt sich ferner, was in den Dünnschliffen mit dem Mikroskope nicht scharf nachweisbar war, dass bei zunehmendem Gehalt an Quarz auch der Gehalt an Orthoklas steigt, wie dies der höhere Kaligehalt schliessen lässt. Obwohl der für Kali sich ergebende höhere Percentsatz in den Quarzglimmerdioriten zum Theil allerdings auf Rechnung des Biotits zu setzen ist, so genügt doch die vorhandene Menge von Biotit jedenfalls nicht, um einen Kaligehalt von mehr als 3 Procent zu rechtfertigen. Der Gehalt an Eisen, Kalk und Magnesia nimmt gegen die saueren Glieder der Reihe hin stetig ab, was mit der durch die mikroskopische Untersuchung festgestellten Thatsache, dass der Augit in den zwischen Norit und Quarzglimmerdiorit vermittelnden Gesteinstypen mehr und mehr zurücktritt und von dem Glimmer quantitativ nur zum Theil ersetzt wird, in bestem Einklange steht. Relativ constant erweist sich der Natrongehalt, was darauf schliessen lässt, dass der Plagioklas in allen Gliedern der Reihe so ziemlich in gleicher Menge vorhanden ist.

e) Systematische Stellung im petrographischen System.

Da, wie sich aus den geologischen Untersuchungen ergab, alle diese Gesteine in einer Eruptivmasse vorkommen, so wird der Geologe genöthigt sein, um weitläufige Beschreibungen und Untersuchungen in jedem einzelnen Fall zu vermeiden, einen einheitlichen Namen für alle diese Gesteine anzuwenden.

Da nun schon seit langer Zeit in der Literatur dieselben als Diorite bezeichnet werden und ein grosser Theil, nämlich die Quarzglimmerdiorite auch entschieden zu der Dioritfamilie gehören, so kann man wohl kaum etwas dagegen einwenden, wenn der Geologe, sobald er von diesen Gesteinen im Allgemeinen spricht, dieselben als Diorite bezeichnet. Einen anderen Standpunkt muss der Petrograph einnehmen. Es wird, wenn er nicht für dieselben einen Localnamen, der in diesem Fall aber keinen bestimmten petrographischen Begriff darstellen würde, annehmen will, genöthigt sein, verschiedene Namen für dieselben je nach ihrer Beschaffenheit anzuwenden. Bei den Endtypen begegnet dies auch gar keinen Schwierigkeiten. Die körnigen Hypersthene oder enstatitreichen Plagioklasgesteine mit nur geringer Beimengung von Biotit, Diallag, Quarz und gewöhnlichem Augit, gehören entschieden zu den Noriten und werden, soweit sich diese Unterscheidung bei frischen Gesteinen sicher durchführen lässt, theils als Hypersthennorite, theils als Enstatitnorite bezeichnet werden können.

Die porphyrischen Glieder, die sich eben so wie die körnigen durch bedeutendes Ueberwiegen des rhombischen gegenüber dem

monoklinen Augit auszeichnen, müssten dem entsprechend als Noritporphyrite bezeichnet werden. Rosenbusch führt in seiner mikroskopischen Physiographie der massigen Gesteine, pag. 385, Gesteine von Klausen und Vintl an, die er als enstatitführende Diabasporphyrite bezeichnet. Es dürften Rosenbusch Schliffe von Gesteinen vorgelegen haben, die ähnlich dem Gesteine von Pardell (Fussweg in das Tinnebachthal) ausgebildet sind und bedeutende Mengen von monoklinem neben rhombischem Augit führen und deshalb Zwischenglieder zwischen Noritporphyriten und Diabasporphyren darstellen. In den zahlreichen Schliffen von porphyrischen Gesteinen aus dem Klausener Eruptivgebiet, die von mir untersucht wurden, ist, mit Ausnahme des oben erwähnten Gesteines und diallagreicher Gesteine aus dem Gebiete des Pfundererbergbaus, der rhombische Augit bedeutend über den monoklinen Augit überwiegend.

Bei den quarzreicheren Gesteinen wird es häufig schwer sein, eine bestimmte Bezeichnung für dieselben zu geben. Diejenigen Gesteine, bei denen der rhombische Augit über Biotit und monoklinen Augit überwiegt, werden als Quarznorite bezeichnet werden müssen. Die Uebergangsglieder zu den Quarzglimmerdioriten werden je nach dem Vorwiegen eines oder des anderen Bestandtheils entweder zu den biotitreichen Quarznoriten oder zu den augitführenden Quarzglimmerdioriten gerechnet werden können. Leider ist besonders bei den letzteren der Augit so zersetzt, dass eine Unterscheidung desselben nicht möglich war und der Ausdruck Augit hier in allgemeinerem Sinne zu verstehen ist, so dass diese Quarzglimmerdiorite rhombischen oder monoklinen Augit führen können. Die augitfreien, quarzreichen Plagioklas-Biotitgesteine werden natürlich trotz ihres Orthoklasgehaltes, der ja bei denselben ziemlich gewöhnlich ist, als Quarzglimmerdiorite bezeichnet werden müssen. Es werden also im Ganzen im Klausener Eruptivgebiet folgende Typen unterschieden werden können:

I. Norite, und zwar hypersthen- und enstatitführende.

II. Quarznorite, ebenfalls hypersthen- und enstatitführende.

III. Noritporphyrite, die in einzelnen Varietäten durch bedeutendes Auftreten von monoklinem Augit sich den Diabasporphyriten nähern.

IV. Quarzglimmerdiorite.

Alle diese Typen sind, wie aus der vorhergehenden Beschreibung der einzelnen Gesteinsvorkommnisse hervorgeht, durch Uebergänge mit einander verbunden. Es stellen also diese Gesteine, während sie sich in ihren Endgliedern den bekannten Noriten und Quarzglimmerdioriten in ihrer Ausbildung anschliessen, theilweise ganz neue noch nicht bekannte Ausbildungsformen dar, welche wir als Quarznorite und Noritporphyrite bezeichnet haben.

B. Producte der Contactmetamorphose.

In dem vorliegenden Abschnitte sollen die petrographischen Details für die in den geologischen Schilderungen nur in den allgemeinsten Umrissen skizzirten Contacterscheinungen nachgetragen werden. Der mineralogische Bestand der Contractproducte bot keine Anhalts-

punkte zu einer specielleren Gliederung der auf diesen Gegenstand bezüglichen Materialien. Dagegen lassen sich in diesen Bildungen vom geologischen Standpunkte aus recht wohl zwei Gruppen unterscheiden: Die eine umfasst die in der Umrandung der Eruptivmassen, und zwar vornehmlich an den Randklüften auftretenden Neubildungen, die zweite jene Aggregate von Contactmineralien, welche innerhalb der Eruptivmassen selbst, häufig in schlierigem Verbande mit dem Magma, aufgefunden wurden. Sub *c*) folgen endlich einige Bemerkungen, die sich auf den Contactrand einer im Vildarthal beobachteten, ringsum von Diorit umschlossenen Feldsteinscholle beziehen.

Um überflüssige Wiederholungen zu vermeiden, wurde hier von einer Beschreibung der geologischen Erscheinungsform der einzelnen Vorkommnisse Umgang genommen.

a) Randbildungen der Intrusivmassen.

1. Schwarze Knollen im lamellaren Gneiss an der Basis des Diorits von Seeben. (Taf. XVI, Fig. 3.)

Dieses Gestein erscheint makroskopisch schwarz und vollständig dicht, nur an einzelnen Stellen ist ein farbloses, glänzendes Mineral erkennbar. Unter dem Mikroskope im Dünnschliff sieht man dagegen, dass dieses Gestein aus zahlreichen verschiedenen Mineralien zusammengesetzt ist, die alle in sehr kleinen Individuen entwickelt sind, so dass sie erst bei einer Vergrösserung von 200—300 deutlich von einander unterscheidbar werden. Den allgemeinen Eindruck, den dieses Gestein unter dem Mikroskope darstellt, wird man am besten aus der beigegebenen Zeichnung (Taf. XVI, Fig. 3) ersehen.

Das am meisten in die Augen fallende, und auch die Hauptmasse des Gesteins bildende Mineral ist der Spinell (respective Pleonast). Derselbe wird erst in sehr dünnen Präparaten durchsichtig, in dickeren Schliffen erscheint er opak. Er wird mit dunkel grasgrüner Farbe durchsichtig und zeigt nur in manchen Fällen, wahrscheinlich durch irgend einen Zersetzungs- oder Infiltrationsvorgang bedingt, einen Uebergang zu mehr braunen Farben.

Der Spinell ist in diesem Gestein meist in rundlichen Körnern, aber auch in Krystallen, und zwar in Oktaedern ausgebildet. Man beobachtet also im Schliff sowohl rundliche als quadratische und auch dreieckige Durchschnitte. Der Spinell ist nicht ganz gleichmässig im Gestein vertheilt. Neben den regellos eingestreuten, an einzelnen Stellen des Schliffes dichtgedrängten, an anderen locker gereihten Durchschnitten einzelner Körner und Krystalle finden sich häufig grössere undurchsichtige, höchstens an den Rändern durchscheinende Spinellaggregate, die von den später zu erwähnenden Titaneisenpartien, in etwas dickeren, Schliffen, kaum zu unterscheiden sind. Dagegen treten an anderen Stellen des Schliffes aus den dunkleren spinellreichen Flächen wiederholt schärfer begrenzte, lichte, Krystalldurchschnitten ähnliche Partien heraus, die nur vereinzelte Spinellkörnchen umschliessen. Doch gestatten weder Begrenzungsverhältnisse noch optisches Verhalten einen Schluss auf die Natur dieser Ausscheidungen.

Der grosse Eisengehalt des Gesteines, der wohl vornehmlich auf Rechnung des Spinells zu setzen ist, sowie die grüne Farbe lassen mit Sicherheit auf einen Eisenspinell schliessen. Der in der Analyse des Gesteines angegebene Magnesiagehalt dürfte zum grössten Theil, da im Ganzen nur wenig Biotit vorhanden ist, auf Rechnung des Spinells zu setzen sein, so dass man es mit einem magnesiahaltigen Eisenspinell (Pleonast) zu thun haben dürfte. Eine Separation des Spinells gelang nicht, so dass von einer genauen chemischen Bestimmung desselben abgesehen werden musste.

Neben den schon erwähnten grösseren, undurchsichtigen, nur an den Rändern durchscheinenden Partien von Pleonast treten noch andere unregelmässig begrenzte opake Partien auf, die nach ihrem Verhalten in auffallendem Lichte als Erzpartien und zwar, wie eine Löthrohrprobe ergab, als Titaneisen zu betrachten sind. Dieses Titaneisen zeigt oft am Rande einzelne rothbraune Rutilsäulchen, und auch ein mehr körnig erscheinendes, aber auch in langgestreckten Säulchen vorhandenes Mineral von mehr braungrauer, oft in's Violette spielender Farbe. Sowohl der braunrothe Rutil, als auch das letzterwähnte braungraue Mineral zeigt gerade Auslöschung. Da überdies sowohl der rothbraune Rutil als auch das andere hier besprochene Mineral, wenn sie in Nädelchen auftreten, hie und da, freilich sehr selten, die bekannten charakteristischen Zwillinge bilden, so halte ich auch das braungraue Mineral für Rutil.

Es kommt der Rutil aber nicht nur an das Titaneisen attachirt vor, sondern ist auch in manchen Schliffen recht zahlreich durch das ganze Gestein vertheilt, während in anderen derselbe nur höchst selten auftritt. Eigenthümlich ist die in demselben Schliff zu beobachtende Verwachsung des Titaneisens mit rothbraunem Biotit. Es erscheinen einzelne oder auch mehrere Blättchen von Biotit mitten in dem opaken Titaneisen. Oft ist letzteres auch von einem ganzen Hof von zahlreichen Biotitblättchen umgeben, wie dies in der Zeichnung (Taf. XVI, Fig 3, dem oberen Rande zunächst) deutlich ersichtlich ist. Auch mit dem noch später zu beschreibenden Korund kommt das Titaneisen zusammen vor.

Neben dem Pleonast spielt in manchen Schliffen der Korund eine grosse Rolle, während er in anderen fast vollständig fehlt.

Der Korund erscheint in einzelnen farblosen Durchschnitten von unregelmässiger Gestalt, die oft Andeutungen von sechsseitiger Krystallform zeigen, oder auch in Körneraggregaten angehäuft.

Wie schon oben erwähnt, ist er meist farblos, zeigt aber oft, besonders in der Mitte eine durch zahlreiche feine graue oder braune Körnchen bedingte Trübung. Er besitzt starke Lichtbrechung, dem entsprechend auch lebhafte Polarisationsfarben. Mit Hilfe der Condensorlinse konnte an Schnitten, die bei voller Drehung des Objectes zwischen gekreuzten Nicols dunkel blieben, nachgewiesen werden, dass man es mit einem optisch einaxigen Mineral zu thun hat. Besonders in den annähernd sechsseitigen Durchschnitten erhielt man mit Hilfe der Condensorlinse zwischen gekreuzten Nicols ein bei der Drehung des Objectes fixes schwarzes Kreuz. In diesem Gestein konnte eine Separation dieses Minerals behufs einer chemischen Untersuchung nicht vorgenommen werden. In anderen später zu beschreibenden Gesteinen jedoch konnte

durch chemische Untersuchung nachgewiesen werden, dass man es, wie schon der optische Befund schliessen liess, mit Korund zu thun hat.

Eine nicht unbedeutende Rolle spielt ferner der Biotit. Er erscheint in kleinen Blättchen und leistenförmigen, zart gestreiften Durchschnitten von gelbbrauner Farbe. Derselbe zeigt lebhaften Dichroismus zwischen lichtgelbbraun und dunkelrothbraun. Der Biotit ist im Gestein überall in einzelnen Blättchen vertheilt; oft auch, wie schon erwähnt, mit Titaneisen verwachsen oder in zahlreichen Individuen einen Hof um das Titaneisen formirend ausgebildet.

Sehr selten kommt in diesem Gestein auch Zirkon vor. Derselbe bildet lebhaft lichtbrechende Säulchen mit schöner pyramidaler Zustutzung, zeigt lebhafte Polarisationsfarben und gerade Auslöschung. Neben diesen sicher bestimmbaren sind noch farblose Mineralien da, die im Schliff gewissermassen die Grundmasse bilden, in der die verschiedenen früher beschriebenen Mineralien ausgebildet erscheinen. Es sind oft mehr weniger feine, faserige Partien, die oft büschelförmig angeordnet sind und von denen diverse solche Büschel neben einander liegen, etwas, wenn auch in feiner Ausbildung, erinnernd an die später zu beschreibenden Andalusitbüschel, wie sie in dem Contactgestein von Seeben (Einschluss im Diorit von Seeben) ausgebildet erscheinen. Die einzelnen länglichen Nädelchen, die diese Büschel zusammensetzen, zeigen in Fällen, in denen sich dieselbe überhaupt constatiren lässt, gerade Auslöschung.

Solche Büschel, die aus einer Reihe von parallel angeordneten Nädelchen bestehen, zeigen bei unregelmässiger Begränzung im ganzen Grossen gleiche Polarisationsfarben, so dass man annehmen kann, dass sie einem Mineralindividuum angehören. Mehrere solche Bündel sind neben einander angeordnet und heben sich erst im polarisirten Licht deutlich von einander ab. Andere Theile sind zersetzt und bilden lichtgelblichgraue, faserige Aggregatpolarisation zeigende Partien, die ebenso wie die früheren büscheligen Partien von Spinell dicht durchsetzt erscheinen. Auch diese Zersetzungsproducte erinnern an die grünen faserigen Umwandlungsproducte des Andalusits in den mineralreichen Concretionen im Seebener Diorit.

Manche Partien sind vollkommen in eine Aggregatpolarisation zeigende Masse verwandelt, die keine weitere Andeutung von Structur enthält, und die deshalb auch keinen Schluss auf das ursprünglich vorhanden gewesene Mineral erlaubt. Ich glaube, dass man nicht fehlgehen wird, diese Theile schon der Analogie halber als Andalusit anzusehen. Der für den Andalusit charakteristische Pleochroismus, der in Schliffen anderer Contactgesteine oft deutlich nachweisbar war, konnte hier nirgends beobachtet werden.

Ausser diesen zersetzten Partien kommt noch ein anderes farbloses Mineral vor. Dasselbe erscheint in den Schliffen dieses Gesteines nur in untergeordneter Menge, während es in anderen Contactproducten eine wichtige Rolle spielt. Ich gehe deshalb hier nur kurz auf dasselbe ein. Es ist immer in unregelmässigen Partien ausgebildet und zeigt nie eine Spur einer krystallographischen Begränzung. Es enthält oft annähernd parallel verlaufende Risse, an denen sich ein lichtgelbgrünes Zersetzungsproduct ansetzt. Das Mineral selbst ist vollkommen wasser-

hell, an einzelnen Stellen mit Pleonast durchwachsen. Die Doppelbrechung ist eine geringe, so dass sich zwischen gekreuzten Nicols keine lebhaften Farben, sondern nur ein Wechsel zwischen Dunkel- und Lichtgrau zeigt. Dieses farblose Mineral erscheint hie und da in grösseren Partien, aber auch in kleinen Körnchen oder als Zwischenmasse zwischen den einzelnen Andalusitnädelchen im ganzen Schliff vertheilt. Hie und da erscheinen noch Nädelchen, respective langgestreckte Säulchen eines farblosen oder auch einen Stich in's Bläuliche zeigenden Minerals, das sich nicht näher bestimmen lässt. Es zeigt gerade Auslöschung und ziemlich lebhafte Polarisationsfarben.

Dieses Gestein wurde einer chemischen Untersuchung unterzogen, welche folgende Resultate ergab:

	I.		II.[1]	
Kieselsäure . . .	44·66	Proc.	42·80	Proc.
Thonerde	31·14	„	31·30	„
Eisenoxydul[2]) . .	13·73	„	13·68	„
Kalk	1·49	„	1·30	„
Magnesia	2·86	„	2·93	„
Kali	4·60	„	4·65	„
Natron	0·70	„	0·86	„
Glühverlust . . .	2·18	„	2·62	„
Summe	101·36	Proc.	100·14	Proc.

Bei dieser Analyse ist vor Allem der hohe Kaligehalt auffallend. Derselbe kann wohl kaum allein auf den im Gestein vorhandenen Biotit zurückgeführt werden.

Es ist, da alle bestimmten Mineralien dieses Gesteines (mit Ausnahme des Biotits) kalifrei sind, der Kaligehalt also wohl nur entweder auf das oben erwähnte farblose Mineral zu beziehen oder auf die früher erwähnten, Aggregatpolarisation zeigenden Theile des Gesteins. Eine Entscheidung darüber lässt sich nicht treffen. Der naheliegende Gedanke, dass Orthoklas in diesem Gestein vorhanden ist, lässt sich mit Sicherheit nicht begründen, denn das letzterwähnte farblose Mineral kann schon aus dem Grunde nicht für Orthoklas angesehen werden, weil seine Doppelbrechung eine zu geringe ist.

Ob die Aggregatpolarisation zeigenden Theile vielleicht als in Kaliglimmer verwandelte Orthoklase anzusehen sind, lässt sich ebenfalls, da keine weiteren Gründe dafür sprechen, nicht behaupten. Der Eisengehalt ist ein ziemlich beträchtlicher und lässt dies darauf schliessen, dass, da der Magnesiagehalt dieses Gesteines ein nicht gerade bedeutender ist, der vorhandene Spinell sehr eisenreich ist. Auffallend ist ferner der ziemlich hohe Kieselsäuregehalt, der den Kieselsäuregehalt aller bestimmbaren Mineralien übertrifft, und der, da sich neben Andalusit und Biotit nur kieselsäurefreie Mineralien hier vorfinden, eben-

[1]) Von einer anderen Probe desselben Gesteines herstammend.

[2]) Der gesammte Eisengehalt wurde als Eisenoxydul berechnet. Eine directe Bestimmung des Eisenoxyduls war nicht durchführbar, weil sich das Gestein mit Schwefelsäure und Fluorwasserstoffsäure, in zugeschmolzenen Röhren erhitzt, nicht vollständig aufschliessen liess.

falls nur auf Rechnung des farblosen Minerals oder der zersetzten Partien zu stellen ist. Der Thonerdegehalt ist dagegen ein geringerer, als man nach der mineralogischen Zusammensetzung des Gesteines erwarten sollte. Auch dies dürfte seine Begründung in der Zusammensetzung des öfters erwähnten fraglichen Minerals haben.

2. Gestein vom Contact der Südgrenze des Diorits von Seeben mit den vorgelagerten Gneissbänken an dem nach Pardell führenden Fahrwege. (Taf. XVI, Fig. 2.)

Die Hauptmasse dieses Gesteines besteht aus einem farblosen, an zersetzten Stellen schwachgelblichgrün gefärbten Mineral, das im Schliff in rechteckigen, häufig nahezu quadratischen Durchschnitten erscheint. Diese Durchschnitte sind entweder durch ein zweites, farbloses, schwach polarisirendes Mineral isolirt oder zu geschlossenen, wie die Felder eines Schachbrettes angeordneten Reihen gruppirt. Im letzteren Falle zeigen die einzelnen Felder einer und derselben Gruppe zwischen den Nicols stets gleiche Polarisationsfarben, so dass man wohl annehmen muss, dass sie nur Theile eines Individuums darstellen.

Die isolirten Rechtecksdurchschnitte sind fast durchgehends mit zahlreichen, ungemein kleinen Pleonastkörnchen durchsetzt, die sich meist um den Mittelpunkt der Durchschnitte gruppiren. Ausser diesen kleinen Spinellen sind besonders an den Stellen, wo sich das zwischen den einzelnen Durchschnitten vorhandene farblose Mineral befindet, zahlreiche grössere Pleonaste meist in schönen quadratischen Durchschnitten im Dünnschliffe zu sehen. Diese rechtwinkeligen Durchschnitte zeigen eine den umgrenzenden Kanten parallele Auslöschung und lässt sich in manchen grösseren, nicht von gar zu viel Spinell durchsetzten Durchschnitten mit Hilfe der Condensorlinse nachweisen, dass das Mineral optisch zweiaxig ist. Die Axenebene ist parallel den umgrenzenden Kanten, man hat es hier also wahrscheinlich mit einem rhombischen Mineral zu thun. Aus der später zu erwähnenden chemischen Analyse und aus den Zersetzungsvorgängen, welche dieses Mineral zeigt, so wie aus der Analogie des Vorkommens mit dem Gestein von Seeben (Concretionen im Diorit), in welchem typischer Andalusit ebenfalls innig gemengt mit dem farblosen Mineral, wenn auch nicht in rechtwinkeligen Durchschnitten, sondern in Nadeln vorkommt, lässt sich bestimmt annehmen, dass man es hier mit einem rhombischen Thonerdemineral zu thun hat. Gegen die Annahme, dass man es mit Andalusit zu thun hat, spricht die Auslöschung, die nicht parallel der prismatischen Spaltbarkeit in den Dünnschliffen stattfinden könnte.

Bei der Zersetzung erscheinen im Schliffe diese Durchschnitte. Anfangs körnig getrübt und gehen allmälig in eine lichtgelbgrüne faserige Aggregatpolarisation zeigende Masse über.

Zwischen den einzelnen rechtwinkeligen Durchschnitten gewissermassen eine Art Grundmasse bildend, aber auch in selbstständigen, grösseren unregelmässig begrenzten Partien (vgl. Taf. XVI, Fig. 2, die grossen unregelmässig begrenzten Partien mit Spaltrissen rechts oben und links unten) erscheint ein zweites wasserhelles Mineral mit schwachen Polarisationsfarben, das mit dem nicht näher zu bestim-

menden Mineral aus den spinellreichen Einlagerungen im lamellaren Gneiss des Seebenkammes identisch sein dürfte. Es ist vollkommen farblos und klar und enthält verhältnissmässig wenig Einschlüsse (grössere Pleonaste und hie und da kleine Biotitplättchen). Durch die grösseren, wellig umrandeten Durchschnitte setzen parallele Sprünge durch, die wahrscheinlich einer Spaltungsrichtung entsprechen; sie zeigen eine gegen diese Sprünge meist schwach geneigte Auslöschung (bis 20°). Mit der Condensorlinse lässt sich nachweisen, dass das Mineral optisch zweiaxig ist.

Behufs einer chemischen Untersuchung dieses Gesteines, resp. der analytischen Bestimmung der einzelnen Gemengtheile wurde versucht, mit einer concentrirten Jodkaliumjodquecksilberlösung nach der Goldschmied'schen Methode eine Trennung der einzelnen Mineralien vorzunehmen. Leider gelang es nicht, das farblose Mineral von dem im Schliff in rechtwinkeligen Durchschnitten erscheinenden zu trennen.

Es konnte wohl der in grösseren Krystallen vorhandene Pleonast, ferner Korund, Eisenglanz und Titaneisen entfernt werden, aber eine Isolirung der beiden hier in Betracht kommenden, die Hauptmasse des Gesteines bildenden Mineralien und der darin eingewachsenen Spinelle erschien undurchführbar. Eine Analyse dieses unvollkommen separirten Rückstandes ergab folgende Resultate:

Kieselsäure	44.43	Perc.
Thonerde	31·21	„
Eisenoxydul	13·26	„
Magnesia	3·98	„
Kali	2·79	„
Glühverlust	3·65	„
Natron	1·08	„
Summe	100·40	Perc.

Bei dieser Analyse fällt ebenso, wie bei der des vorigen Gesteines der verhältnissmässig hohe Kaligehalt auf; alle dort gemachten Bemerkungen gelten auch hier. Einen bestimmten Schluss auf die Natur der beiden Hauptgemengtheile erlaubt jedoch die Analyse nicht. Vor der Hand kann also nur gesagt werden, dass man es mit thonerdereichen Mineralien zu thun hat, von denen das eine höchst wahrscheinlich rhombisch krystallisirt.

Neben diesen beiden Bestandtheilen fällt in den Dünnschliffen der Pleonast auf, der theils in grösseren Partien, theils in einzelnen Krystallen im Gesteine vorkommt. Derselbe ist auch in verschieden grossen Individuen als Einschluss oft in grosser Menge in den rechteckigen Durchschnitten vertheilt. Titaneisen ist in nicht unbedeutender Menge in diesem Gestein vorhanden, und wurde dasselbe durch eine qualitative Probe auf Titan mit Sicherheit nachgewiesen.

Korund kommt nur in einzelnen farblosen, manchmal deutlich hexagonalen Durchschnitten im Schliff vor.

Biotit erscheint nicht gerade häufig in einzelnen Blättchen von rothbrauner Farbe.

In einzelnen Schliffen gesellt sich Turmalin zu diesen Mineralien (vgl. Fig. 2). Vereinzelt kommen endlich einzelne, deutlich hexagonale, violett-braune Täfelchen von Eisenglanz vor.

In den Dünnschliffen dieses Gesteines findet sich ferner nicht gerade selten ein lichtgrüngelbes Mineral in meist fast quadratischen Durchschnitten, die häufig schwarz gekörnelt erscheinen, lebhafte Polarisationsfarben zeigen und wegen ihrer Kleinheit mit der Condensorlinse nicht untersucht werden konnten. Ebensowenig gelang eine Separation desselben behufs chemischer Analyse.

3. Dioritgrenze im unteren Vildarthal oberhalb der Einmündung des Weissbachls.

Die Hauptmasse dieses Gesteines bildet ein faseriges Aggregat, welches wohl als zersetzter Andalusit anzusehen ist. Dasselbe geht nämlich allmälig an einzelnen Stellen in lichtrothe, pleochroitische Partien über, die bestimmt Andalusit sind. Der Andalusit erscheint auch noch frisch, so wie in dem Gestein v. Seeben, in büschelförmig gruppirten Nadeln, die auch allmälig in die oben erwähnte, faserige, zersetzte Masse übergehen. Diese faserigen Aggregate zeigen undeutlich eine den einzelnen Nadeln parallele Auslöschung. Es erscheinen im Schliff viele solche parallel-faserige Partien, die nach verschiedenen Richtungen gefasert erscheinen und sich im polarisirten Licht deutlich von einander abheben. An manchen Stellen zeigen sich auch die beim vorigen Gestein beschriebenen, von Spinell durchsetzten, farblosen, rechtwinkeligen Durchschnitte.

In dieser Masse sind nun eingebettet zahlreiche Korundkörner, Titaneisen, Turmalin und etwas Biotit und Spinell. Der Korund erscheint in diesem Gesteine in sehr grosser Menge. Er stellt im Dünnschliff meist rundlich begrenzte Körnerdurchschnitte dar, kommt aber auch in Krystalldurchschnitten vor, die sich mehr weniger einem regelmässigen Sechseck nähern. Der Korund bildet grössere Körner, die manchmal zu fünfen oder sechsen aneinander aggregirt erscheinen, sinkt aber auch zu bedeutender Kleinheit herab und erscheint in diesem Falle meist in grosser Anzahl an einzelnen Stellen des Schliffes angehäuft, hie und da ist er auch, wie schon von anderen Contactgesteinen beschrieben wurde, an das Titaneisen attachirt. In Fällen, wo er zwischen gekreuzten Nicols bei einer vollen Drehung des Objectes dunkel bleibt, zeigt er mit der Condensorlinse untersucht, ein bei der Drehung des Objectes fixes, schwarzes Kreuz. Es ist also die Einaxigkeit bestimmt im Dünnschliff nachweisbar. Um im Wege der chemischen Untersuchung die Ueberzeugung zu gewinnen, dass man es hier mit Korund zu thun hat, wurde ein feines Pulver dieses Gesteins in eine concentrirte Jodkalium-Jodquecksilberlösung gegeben, wobei ein schwarzes Erz und der Korund, sowie kleine, spinelldurchsetzte Andalusitpartien und einzelne Spinellkörner zu Boden fielen. Das schwarze Erz konnte durch Kochen mit concentrirter Salzsäure entfernt und hiebei nachgewiesen werden, dass man es mit Titaneisen zu thun hat. Der Rest wurde mit doppeltschwefelsaurem Kali aufgeschlossen und ergab neben etwas Kieselsäure, Titansäure, Eisenoxydul und Magnesia etwa 75 Procent

Thonerde, so dass nicht daran zu zweifeln ist, dass das oben beschriebene Mineral Korund ist.

Für eine genauere quantitative Analyse erschien das vorhandene Material unzureichend.

Neben den farblosen Korundkörnern kommen auch kleine, lichtbraungelbe Körnchen vor, die nie eine krystallographische Begränzung zeigen und wohl am ehesten als Titanit zu deuten sind.

Das Titaneisen erscheint in grösseren Partien in Dünnschliffen und ist häufig am Rande in ein braungraues Zersetzungsproduct umgewandelt, welches genau übereinstimmt mit dem aus den schwarzen Einlagerungen im Gneiss von Seeben beschriebenen Rutil.

Der Spinell spielt in diesem Gestein eine sehr untergeordnete Rolle. Er ist nur hie und da in einzelnen Körnern oder Krystalldurchschnitten, die eine mehr olivengrüne Farbe zeigen, an einzelnen Stellen im Dünnschliff ersichtlich. Meist sind mehrere solche Körner nebeneinander vorhanden, während ganze grosse Partien oder selbst ganze Dünnschliffe spinellfrei sind.

Der Biotit ist nur in geringer Menge vorhanden und bildet einzelne rothbraune Blättchen, die durch das ganze Gestein ziemlich gleichmässig vertheilt erscheinen.

Der Turmalin, der besonders an einzelnen Stellen des Gesteines angehäuft erscheint und schon mit freiem Auge ersichtlich ist, bildet grössere, büscheligstrahlige, zwischen lichtbraun und blau dichroitische Säulchenaggregate, aber hie und da auch grössere, nur selten krystallographisch schön begrenzte Partien. Derselbe bildet an einzelnen Stellen Säulchen, die an ihrem Ende divergent strahlig wie zerfasert ausgebildet erscheinen, wie die Zeichnung (Taf. XVI, Fig. 7) darstellt. Meist sind mehrere solche Säulchen nebeneinander angeordnet, wobei die faserigen Partien sich gegenseitig durchkreuzen, wodurch die Erscheinung weniger deutlich wird. Es kommen aber auch einzelne solche Säulchen vor. Der Turmalin ist sehr ungleich vertheilt. In manchen Schliffen fehlt er vollständig, während er in andern eine nicht unbedeutende Rolle spielt.

4. Südwestgrenze der Dioritmasse im hinteren Vildarthal.

Dieses Gestein erscheint makroskopisch gefältelt und aus lichten und dunklen Lamellen zusammengesetzt. Es ist Gneiss mit schwarzen spinellführenden Einlagerungen. Im Dünnschliff ist die schieferige Struktur, sowie der Wechsel von Gneiss und spinellführenden Schnüren deutlich sichtbar. Der Gneiss besteht aus zahlreichen Quarzkörnern, schlecht begrenztem und ziemlich zersetztem Orthoklas und Biotit, der meist in ein grünes faseriges oder chloritisch-blättriges Zersetzungsproduct verwandelt ist und an manchen Stellen im Schliff ganze Partien grün färbt. Der Orthoklas erscheint oft in höchst feinen Formen mit Quarz mikropegmatitisch verwachsen.

Zwischen den Gneisspartien zieht sich in einzelnen Schnüren schlierenartig mit dem Gneiss vermengt eine meist durch ein Zersetzungsproduct des Glimmers grün gefärbte Masse hindurch, die von zahlreichen sehr kleinen Spinellkörnchen von mehr olivengrüner Farbe

durchsetzt erscheint. In diesen spinellführenden Partien kommt auch Feldspath vor, der häufig Spinellkörner einschliesst. Es ist dies eine auch in dem Norit von Oberhofer-Rothbach zu beobachtende Erscheinung, auf welche wir im nächsten Abschnitte (sub 3) noch einmal zurückkommen werden.

In diesen spinellführenden Partien kommt auch Turmalin in einzelnen Säulchen und Säulchenaggregaten vor. Derselbe ist ebenso wie in anderen turmalinführenden Gesteinen lebhaft pleochroitisch und zeigt einen Wechsel der Farbe von Lichtbraun zu Blau. Sehr selten finden sich auch Körner von Granat, der von lichtrother Farbe ist und die gewöhnliche Beschaffenheit desselben im Schliff zeigt, ferner Zirkonsäulchen, von der von anderen Schliffen beschriebenen Beschaffenheit. An einzelnen Stellen finden sich kleine Aggregate von Quarzkörnern, die meist von einem grünen Zersetzungsproduct des Glimmers umgeben sind.

b) Aggregate von Contactmineralien im Eruptivmagma.

1. Dunkle Schlieren im Diorit von Seeben (aus den felsigen Entblössungen nördlich vom Gipfel). Taf. XVI, Fig. 1.

Dieses Gestein besteht vornehmlich aus Andalusit. Derselbe erscheint theils in grösseren gut ausgebildeten Krystallen, theils in büscheligen Aggregaten. Die Krystalldurchschnitte sind, wenn sie Querschnitten entsprechen, fast quadratisch, oft an den Ecken mit kleinen einspringenden Winkeln, manchmal farblos, häufig aber auch lichtroth gefärbt. In manchen Fällen zeigt der Andalusit einen zonalen Bau, in der Art, dass in der Mitte ein im Schliff ebenfalls fast quadratisch erscheinender lichtroth gefärbter Theil von einem farblosen Rahmen umgeben ist. In Längsschnitten sieht man häufig neben farblosen Partien einzelne lichtrothe pleochroitische Streifen parallel den Längskanten verlaufen. Die Längsschnitte zeigen meist schlechte terminale Begrenzung. Hie und da zeigen diese Längsschnitte die beim Augit vorkommende sanduhrförmige Verwachsung, wobei von den beiden Endflächen des Längsschnittes rother Andalusit gegen die Mitte zu spitz keilförmig sich verjüngt und in der Mitte mit dem Gegenkeil zusammentrifft, während von den Längsseiten her farbloser Andalusit von beiden Seiten einen stumpfen Keil bildet (siehe Taf. XVI, Fig. 1).

Ausser diesen wohlumgrenzten Krystalldurchschnitten kommen auch grössere nicht scharf begrenzte Andalusitpartien vor. Dieselben sind meist farblos und zeigen nur hie und da rothgefärbte Einlagerungen.

Der Pleochroismus des Andalusits ist natürlich nur in den rothgefärbten Theilen vorhanden. Bei denselben schwankt die Farbe bei Drehung des Nicol zwischen farblos und lichtroth.

Der Andalusit zeigt deutlich seine fast rechtwinkelige Spaltbarkeit und ist häufig, besonders an den Spaltungssprüngen in ein lichtgelbgrünes Zersetzungsproduct verwandelt. Er enthält Einschlüsse von Pleonast und Biotit, welche beide aber in den Krystallen nur in untergeordneter Weise vorkommen; manche, besonders die gut krystal-

lirten Andalusite, sind frei davon. Sehr interessant sind jedoch die besonders in den grossen unregelmässig begrenzten Andalusitpartien vorkommenden Glaseinschlüsse.

Diese Glaseinschlüsse enthalten oft ein, aber auch mehrere Bläschen und häufig neben diesen Bläschen kleine Spinelle oder Biotitblättchen. Bei manchen Glaseinschlüssen tritt das Bläschen über den Rand des Einschlusses heraus, wie ja dies schon häufig beobachtet wurde.

Die Hauptmasse des Andalusit tritt aber in Form faseriger Aggregate auf. Zahlreiche parallel verlaufende Nädelchen bilden Büschel von Andalusit, und zwar verlaufen dieselben, wie dies in der beigegebenen Zeichnung ersichtlich ist, im Schliff nach verschiedenen Richtungen wirr durcheinander. Die Farbe der einzelnen Nädelchen ist meist eine lichtrothe, und zeigen dieselben deutlichen Pleochroismus und eine ihrer Längsrichtung parallele Auslöschung. Zwischen gekreuzten Nicols geben die einzelnen einem Büschel angehörigen Nadeln immer dieselben Polarisationsfarben so, dass sich die einzelnen Büschel darum schon durch die Farbe deutlich von einander abheben. Die einzelnen Nadeln sind nicht ganz dicht aneinander angeordnet, sondern es zieht sich zwischen ihnen eine farblose Masse hin, welche die Zwischenräume zwischen den einzelnen Nadeln ausfüllt. Es dürfte diese Masse demselben Material angehören, welches schon bei der Beschreibung der Einlagerungen im Gneiss von Seeben erwähnt wurde, und welches auch hier in grösseren unregelmässig begrenzten Partien auftritt. Diese Andalusitbüscheln sind durchsetzt von zahlreichen kleinen, rothbraunen Biotitblättchen und von zahlreichen Spinell-Krystallen und Körnern.

Der Andalusit dieser Büschel geht bei seiner Zersetzung in eine mit zahlreichen, unendlich feinen graubraunen Körnern durchsetzte Masse über, die bei weiter vorschreitender Zersetzung sich in eine grüne Aggregatpolarisation zeigende Masse verwandelt. Ausser dem Andalusit, der, wie schon erwähnt, fast das ganze Gestein bildet, ist noch zu erwähnen Pleonast, der im Schliff dunkel grasgrün erscheint und überall in einzelnen Kryställchen oder Körnchen verbreitet ist, und hie und da auch ganze Körneraggregate bildet, dann Biotit, der nur in ganz kleinen, meist lappigen Blättchen, aber, wenn auch selten, in kleinen schön ausgebildeten hexagonalen Täfelchen vorkommt, ferner Korund, der hie und da in einzelnen Körnerdurchschnitten, aber auch in schönen sechsseitigen Durchschnitten im Schliff erscheint und sich mit Hilfe der Condensorlinse als optisch einaxig nachweisen lässt und die schon bei anderen Schliffen erwähnten Eigenschaften besitzt; endlich kommt auch noch hie und da, aber sehr selten Zirkon in einzelnen gut ausgebildeten Säulchen vor, der sich durch seine bedeutende Licht- und Doppelbrechung auszeichnet.

2. Mineralreiche sphäroidische Concretionen im Norit der Wolfsgrube. Noritgang III. (Taf. XVI. Fig. 5.)

In dem Dünnschliff dieses Gesteins fällt vor allem Anderen der Korund auf.

Derselbe erscheint, ähnlich wie in dem früher beschriebenen korundführenden Gestein in farblosen Körnerdurchschnitten, die lebhafte Lichtbrechung und Polarisationsfarben zeigen. Daneben kommt er aber auch in Säulchen vor, die entweder ganz farblos oder auch häufig blau gefleckt erscheinen. Diese Säulchen zeigen oft, der basischen Spaltbarkeit entsprechend, senkrecht auf die Längsrichtung der Säulchen verlaufende Sprünge oder auch schief verlaufende Risse, die der rhomboedrischen Spaltbarkeit entsprechen dürften. In einzelnen Querschnitten, die eine annähernd hexagonale Form zeigen, konnte mit Hilfe der Condensorlinse nachgewiesen werden, dass hier ein einaxiges Mineral vorliegt. Leider war es bei der sehr geringen Menge des zur Verfügung stehenden Materials nicht möglich, diese Säulchen zu isoliren und auch chemisch den Nachweis zu liefern, dass man es mit Korund zu thun hat.

Neben dem Korund kommen im Schliff vereinzelte Durchschnitte eines ebenfalls farblosen, starke Lichtbrechung zeigenden Minerals vor, das besonders in der Mitte durch zahlreiche kleine braune Körnchen getrübt erscheint. Dieses Mineral ist, wie sich mit der Condensorlinse nachweisen liess, optisch zweiaxig. Eine Bestimmung desselben konnte, da nur einige Körner desselben vorlagen und weiteres Material zur Herstellung von Dünnschliffen nicht vorhanden war, nicht vorgenommen werden.

Die Hauptmasse des Gesteines bildet ein farbloses Mineral, in welchem vornehmlich der Korund ausgeschieden erscheint. Dasselbe tritt nie in deutlich ausgebildeten Krystallen, sondern nur in grösseren Körnern auf, welche, dicht aneinander gelagert, sich erst in polarisirtem Licht deutlich von einander abheben. Sie sind an vielen Stellen körnig grau getrübt und erinnern in ihrem Aussehen lebhaft an Orthoklas.

Die Polarisationsfarben sind ziemlich intensiv, und es treten, was sich erst zwischen den Nicols zeigt, Zwillinge auf. Einzelne Körner zeigen nämlich, in polarisirtem Licht betrachtet, verschiedene färbige Hälften. Wenn auch diese Erscheinung nur an einem Korn deutlich nachweisbar war, so spricht dies doch sehr dafür, dass diese Körner Orthoklas sind.

Auf eine eingehendere Untersuchung musste auch hier wegen ungenügenden Materiales verzichtet werden.

Auch das schon in anderen Gesteinen constatirte farblose, an den Sprüngen sich grün zersetzende Mineral kommt hier, wenn auch nicht in bedeutender Menge, vor.

Andalusit spielt in diesem Gestein eine nicht unbedeutende Rolle. Derselbe bildet theils längliche lichtrothe Säulchen, theils grössere nicht scharf krystallographisch begrenzte Partien, die, wenn sie im Schliff als Querschnitte erscheinen, deutlich rechtwinkelige Spaltbarkeit zeigen. In solchen Querschnitten ist die Auslöschung natürlich eine gegen die Spaltrisse schiefe, während sie in den Säulchen eine mit den Längskanten parallele ist. In diesen Querschnitten konnte auch mit der Condensorlinse der Austritt der optischen Mittellinie beobachtet werden. Die grössern Andalusitpartien sind am Rande oft in ein grünes Zersetzungsproduct umgewandelt, in

welchem meist noch zahlreiche Reste des frischen Andalusits eingebettet erscheinen, so dass diese Andalusite von einer grünen Masse umgeben sind, in der sich scheinbar zahlreiche Andalusitkörner befinden. (Siehe Tafel XVI, Fig. 6.)

Biotit kommt nur in einzelnen Blättchen im Gestein unregelmässig vertheilt vor. Granat wurde nur an einer Stelle in Form eines grösseren lichtrothen Kornes gefunden, das zahlreiche unregelmässige Sprünge zeigt.

3. Spinellanhäufungen mit Fluctuationsstructur im Norit von Oberhofer-Rothbach. (Taf. XVI, Fig. 4.)

Der typische Norit der felsigen Aufschlüsse längs des vom Oberhofer in den Rothbach führenden Waldweges enthält einzelne schon makroskopisch durch ihre dunkle Farbe auffallende Stellen, die sich im Dünnschliffe unter dem Mikroskope als spinellreiche Partien darstellen. Dieselben bestehen aus einem Gemenge der gewöhnlichen Bestandtheile des Norites mit Mineralien, die sonst nur an der Contactzone vorkommen. Die wichtigste Rolle fällt dem Spinell zu. Derselbe erscheint, wie dies in der Zeichnung (Tafel XVI, Fig. 4) dargestellt ist, theils in grösseren Krystall- oder Körnerdurchschnitten, besonders am Rande der spinellreichen Partien in einer grauen, trüben, zersetzten Masse eingebettet, die höchst wahrscheinlich nichts Anderes ist, als zersetzter Feldspath; theils ist derselbe in zahlreichen kleinen Körnchen und Kryställchen in dem Feldspath eingeschlossen, der in der Mitte dieser Ausscheidungen meist recht frisch ist und sich durch seine polysynthetische Zwillingszusammensetzung mit Sicherheit als Plagioklas erkennen lässt. Im Ganzen ist die Anordnung des Spinells eine solche, dass besonders die am Rande der dunklen Partien befindlichen, dicht gehäuften grösseren Körner und Krystalle in ihrer Anordnung deutliche Fluctuationsstructur zeigen.

Hält man dies mit der oben erwähnten Thatsache zusammen, dass der Plagioklas Spinell einschliesst, so muss man wohl annehmen, dass der Spinell, so wie die anderen noch später zu erwähnenden, in untergeordneter Menge auftretenden Contactmineralien, sich an diesen Stellen bei der Auskrystallisation des Feldspathes aus dem noch weichen Magma, unter Einwirkung heisser wässeriger Lösungen, welche die Bestandtheile der Contactmineralien gelöst enthielten, gleichzeitig mit demselben gebildet hat, wobei ein Theil von dem Plagioklas eingeschlossen wurde.

Neben den gewöhnlichen Bestandtheilen des Norites kommt in diesen dunklen Ausscheidungen noch Glimmer in kleinen Blättchen vor, der in seinem Aussehen und in seiner Grösse sich von dem Glimmer des Norites unterscheidet und daher wohl als Contactmineral aufgefasst werden muss, da er in seiner Ausbildung vollkommen mit dem aus den Contactproducten beschriebenen übereinstimmt.

Von Contactmineralien sind ferner noch etwas rothbrauner, hie und da schöne Zwillinge bildender Rutil und kleine farblose Zirkonsäulchen von der schon öfter angeführten Beschaffenheit zu erwähnen. An einzelnen Stellen finden sich, wie dies auch in der Zeichnung zu

ersehen ist, aus zahlreichen, unendlich feinen Nadeln, die zu einem feinen Filz verwachsen sind, bestehende Partien vor. [1])

4. Spinellanhäufungen mit Fluctuationsstructur im Norit der Wolfsgrube.

Dieselben Erscheinungen, die im Norit von Oberhofer auftreten, sind auch hier zu beobachten. In einem Norit sind einzelne dunkle Einschlüsse vorhanden, die sich durch ihre dunkle Farbe von den anderen Gesteinen abheben und, wie die mikroskopische Untersuchung zeigte, sehr viel Pleonast enthalten. Das Gestein stellt makroskopisch ein körniges Gemenge von Hypersthen mit Feldspath und Quarz vor, welches Gemenge an manchen Stellen schlierenartig von Spinell durchsetzt erscheint. Im Schliff erscheint dasselbe als ein feinkörniges Gemenge von Orthoklas, Plagioklas und Quarz, in welchem der Hypersthen in grösseren Individuen ausgeschieden erscheint. Die Feldspathe erscheinen vollkommen frisch, zeigen lebhafte Polarisationsfarben und lassen sich theils als Zwillinge, theils als polysynthetisch zusammengesetzt erkennen, so dass man wohl annehmen kann, dass man es hier, sowohl mit Orthoklas als Plagioklas zu thun hat. Die Begrenzung der einzelnen Individuen im Dünnschliff ist im Allgemeinen eine unregelmässige, es kommen aber auch schön begrenzte Carlsbader Zwillinge von Orthoklas vor. Der Quarz bildet Körneraggregate und hie und da auch Schnüre und Adern. An manchen Stellen des Schliffes ist sehr viel Quarz vorhanden, so dass derselbe eine Art Grundmasse bildet, in der Augit meist gut krystallisirt ausgebildet erscheint.

Der Augit, resp. Hypersthen erscheint im Schliff in grossen Krystalldurchschnitten oder auch in nicht scharf begrenzten Partien von rothbrauner Farbe mit lebhaftem Pleochroismus, wobei die Farbe je nach dem Schnitt zwischen rothbraun und grün wechselt. Derselbe zeigt eine in Längsschnitten der Längsrichtung parallele Auslöschung. Der Hypersthen ist entweder vollständig oder nur an einzelnen Stellen in ein grüngelbes, parallel faseriges, bastitartiges Zersetzungsproduct verwandelt, ähnlich wie die Hypersthene der Norite. Diese Zersetzung tritt hier besonders schön und deutlich auf und erinnern die Durchschnitte an die Zersetzungserscheinungen des Olivins zu Serpentin. Auch hier beginnt die Zersetzung an einzelnen Sprüngen und schliesst das Zersetzungsproduct allmälig noch frische Partien des ursprünglichen Hypersthen ein. Der Biotit kommt durch das ganze Gestein vertheilt in braunen, lebhaft dichroitischen Leistchen, aber im Ganzen nur in geringer Menge vor. Der hier ziemlich dunkelgrün gefärbte und sehr schwer durchsichtig werdende Pleonast ist in diesem Gestein, wie schon früher erwähnt, nicht gleichmässig vertheilt, sondern ist an einzelnen Stellen des Gesteins, die sich im Schliff schon äusserlich durch

---

[1]) Die vorbeschriebenen Spinellanhäufungen im Norit vom Oberhofer waren in einem Schliff zu sehen, der Eigenthum des Herrn Dr. E. Hussak ist und den mir derselbe freundlichst zur Verfügung stellte. Ebenso wurden bei dem Studium vieler der beschriebenen Contacterscheinungen Schliffe benützt, die Herrn Dr. E. Hussak gehören, für deren leihweise Ueberlassung ich dem genannten Herrn bestens danke.

ihre dunkle Farbe erkennen lassen und die gewissermassen Schlieren in dem Gestein bilden, besonders entwickelt. Derselbe durchsetzt an diesen Stellen besonders den Feldspath und ist häufig in einzelnen Körnchen, vornehmlich in der Mitte desselben angehäuft.

Hie und da kommen auch einzelne, meist parallel angeordnete farblose oder auch grau getrübte Nädelchen vor, die ebenfalls die Feldspäthe durchsetzen und die wegen ihrer Kleinheit keine nähere Bestimmung erlauben. Ausserdem finden sich noch etwas grössere Säulchen von Apatit, die im Querschnitt hexagonale Formen zeigen und sich als isotrop darstellen. Derselbe ist an einzelnen Stellen von feinen schwarzen Körnern durchsetzt.

c. Contact zwischen Feldstein und Diorit aus einer vom Magma umschlossenen Schichtgesteinsscholle im mittleren Vildarthale.

Von demselben liegen zur mikroskopischen Untersuchung Stücke vor, die von der Grenze einer in die Feldsteinmasse hineinreichenden Dioritapophyse stammen; demgemäss erscheinen in den Schliffen Diorit und Feldstein in unmittelbarem Contact.

Der als Feldstein bezeichnete Gneiss ist ein körniges Gemenge von Quarz und Orthoklas, zu dem sich in grösseren oder geringeren Mengen als Mineralneubildung Turmalin beigesellt In keinem der bisher beschriebenen Gesteine spielt der Turmalin eine solche hervorragende Rolle, wie hier. Nur an einer Stelle des Vildarthals, in dem die Dioritgrenze am Weissbachel bildenden massigen Feldsteine, ist der Turmalin in annähernder Menge und ähnlicher Erscheinungsform entwickelt. In den Dünnschliffen zeigt sich, dass der Feldstein entsprechend den makroskopisch feststellbaren Bestandtheilen wesentlich aus einem Gemenge von Feldspath und Quarz besteht. Der Feldspath erscheint in fast immer grau getrübten, zersetzten grösseren Krystalldurchschnitten, die nur in seltenen Fällen so weit frisch sind, dass man das Vorhandensein einfacher und verzwillingter Individuen erkennen kann. Polysynthetische Zwillingszusammensetzung wurde nie beobachtet. Man wird also nicht fehl gehen, wenn man annimmt, dass hier nur Orthoklas vorliegt. Sehr häufig findet sich der Orthoklas mit Quarz mikropegmatitisch verwachsen. Diese Verwachsung ist jedoch nicht wie in den Dioriten eine sehr feine und zarte, sondern ist ziemlich grob und die einzelnen trüben Feldspathpartien und wasserhellen Quarztheilchen heben sich schon bei geringer Vergrösserung im gewöhnlichen Lichte von einander ab.

Der Quarz bildet zum Theil rundliche Körner, zum grössern Theil jedoch ist er, wie schon oben erwähnt, mit dem Feldspath pegmatitisch verwachsen. Ausser diesen beiden Hauptbestandtheilen kommt in bedeutender Menge, besonders an einzelnen sich schon makroskopisch durch die dunkle Farbe auszeichnenden Stellen Turmalin vor. Derselbe ist oft sehr schön ausgebildet, in polygonalen, häufig regelmässig sechseckigen Durchschnitten, die oft deutlich zonalen Bau zeigen. Er ist je nach dem Schnitt von lichtbrauner bis blauer Farbe und zeigt lebhaften Dichroismus, und zwar wechseln die Farben zwischen lichtbraun, blau und dunkelbraun oder blauschwarz.

Der im Contact mit diesem Feldstein vorkommende Diorit ist unmittelbar an der Contactstelle ziemlich feinkörnig, erscheint ziemlich frisch und führt neben den gewöhnlichen Bestandtheilen noch fremde Mineralien, und zwar Turmalin und Pleonast, während er an von dem Contact ferneren Stellen von gröberem Korn und frei von Contactmineralien ist. Der Diorit direct an der Contactstelle besteht zum grössten Theil aus kleinen, deutlich als Plagioklas erkennbaren Feldspäthen, die häufig mehr weniger schön ausgebildeten Pleonast einschliessen. Neben Plagioklas ist auch Orthoklas vorhanden, der auch oft Pleonast enthält. Neben Feldspath sind noch viriditisch zersetzte Partien vorhanden, die nach ihrer Umgrenzung zu schliessen, theilweise aus Augit entstanden sein dürften, theilweise, wie sich dies durch Reste von frischem Biotit nachweisen lässt, ihre Entstehung ursprünglich vorhanden gewesenem Biotit verdanken. Quarz kommt nur in geringer Menge in dem Diorit vor. Dieser Diorit ist also, soweit sich dies noch bestimmen lässt, als Augit führender quarzarmer Glimmerdiorit zu bezeichnen. Die Mineralien, die derselbe an der Contactstelle führt, sind, wie schon oben erwähnt, Turmalin und Pleonast. Der erstere kommt nur vereinzelt in kleinen Säulchen oder Säulchenaggregaten knapp an der Contactstelle vor, während der Pleonast weiter in den Diorit hineinreicht. Derselbe bildet entweder unregelmässig vertheilte Körner oder ist besonders in einzelnen Feldspäthen angehäuft, während rings um diese Feldspäthe pleonastfreie Partien sich im Schliff vorfinden. An einzelnen Stellen des Contactes ist der Diorit in eine vollkommen zersetzte, grau getrübte Masse verwandelt, die Aggregatpolarisation zeigt und hie da Reste von unzersetztem Turmalin ausgeschieden enthält und an einzelnen Stellen von Pleonast durchsetzt ist.

Dem eben beschriebenen Feldstein ähnliche, aus Quarz, Feldspath und Turmalin bestehende Gesteine liegen aus der Umrandung der Diorite des Samberges, von der Dioritgrenze im Rothbachel (rechte Thalseite) und vom linken Vildarufer vor, von welchen besonders letzteres sehr schön zonal gebaute Turmaline führt. Endlich gehört hieher das Gestein von der Contactgrenze oberhalb der Weissbachlmündung mit seinem schönen, meist in divergent-strahligen Aggregaten angeordneten Turmalin.

Rückblick und Schluss.

Die Eruptivmassen von Klausen treten uns in den verschiedensten Structurformen entgegen: Sie steigen auf schmalen, von lothrechten Wänden begrenzten Gangspalten auf (Verdingser Gangzüge) — sie erfüllen unregelmässiger gestaltete Spaltenräume von grösserer Ausdehnung (Pardell-Pfundererberg), die sich local zu stockförmigen Massen erweitern (Vildarthal-Rothbachabschnitt) — sie greifen endlich an einzelnen Stellen in kuppiger Lagerungsform über das durchbrochene Grundgebirge über (Intrusiv-Kuppen von Seeben und Klamm). Nirgends fehlten die charakteristischen Merkmale intrusiver Ergüsse. Am klarsten treten sie in dem Verdingser Spaltensystem hervor, aber auch in den mächtigeren gangstockartigen Massen des Pfundererberges, des Vildar-

und Rothbaches gelangen sie in den abnormen Verbandverhältnissen des Magma's mit den geschichteten Gesteinen deutlich genug zum Ausdruck. In beiden Gebieten durchsetzen die Intrusivbildungen einen bald flachwellig gelagerten, bald steiler aufgestauten, in jedem Falle aber schon vor dem Durchbruch der Eruptivmassen gefalteten Schichtencomplex.

Die aus dem Eisackthal über das Plateau von Pardell in den Tinnebach und von hier durch den Pfundererberg in's Vildarthal streichende Intrusivmasse beherrscht das tektonische Bild des Eruptivgebietes. Die gewaltige in WNW. streichende Dislocation, welche am Nordrande dieser Masse als steil in die Tiefe setzende Gangkluft Eruptiv- und Schichtgestein trennt, bezeichnet den Verlauf der Hauptgangspalte. Nördlich davon liegen auf einem System paralleler in derselben Richtung streichender, vielfach zertrümmerter Spalten die Verdingser Gangzüge, im Süden auf einer etwas in NW. abgelenkten Secundärspalte in breiterer Entwicklung und mit übergreifender Lagerung der Durchbruch von Seeben.

Alle diese Dislocationslinien liegen in der Streichungsrichtung des durchbrochenen Schichtcomplexes. Sie tragen den Charakter von Längsverwerfungen, deren Entstehung auf jene ältere Epoche gebirgsbildender Thätigkeit zurückzuführen ist, welche dem Intrusionsprocesse vorausging.

Neben diesen primären Trennungslinien des tektonischen Verbandes, die den Durchbruch der Massen vorbereitet und in bestimmte Bahnen gelenkt haben, liessen sich eine Reihe secundärer, nordöstlich streichender Verwerfungen erkennen, welche die massigen und geschichteten Gesteine des Gebietes quer auf die Hauptstreichungsrichtung durchsetzen und dislociren. Die bedeutendste derselben ist die dem Umser Gehänge entlang streichende Bruchlinie, an welcher die Diorite von Pardell sammt ihrem Schiefermantel ostwärts in die Tiefe gesunken sind. Ihr parallel verläuft eine zweite durch den Steilabsturz der Diorite von Seeben und Pardell gegen das Eisackthal markirte Störungslinie, die sich noch über das Verbreitungsgebiet der genannten Eruptivmassen hinaus nach NO. verfolgen lässt. In ihrer Fortsetzung liegt der scharfe Bruchrand, welcher die im Eisackthal aufgeschlossene Amphibolitlinse von den Phylliten des Feldthurnser Gehänges trennt. Eine dritte, in derselben Richtung verlaufende Störungslinie ist in der Tinneschlucht an dem Westabsturz der Diorite von Seeben zu vermuthen. Diesen Querverwerfungen entlang ist der gesammte östlich von Ums liegende Gebirgsabschnitt in parallele, in SO. absteigende Stufen dislocirt.

Die in NO. streichenden, durch Quarzinfiltrationen ausgezeichneten Kluftbildungen im mittleren Vildarthal und die mit Erzen imprägnirten Zerklüftungszonen des Pfunderer-Bergbau-Revieres gehören in diese jüngere Gruppe von Dislocationserscheinungen.

In NO. und NNO. streichende Querverwerfungen sind für den tektonischen Bau des gesammten zwischen Eisack und Etsch liegenden Gebirgsabschnittes (in Süd und West von Klausen) charakteristisch. Sie treten uns in sehr auffallender Weise in jenem System von Parallelbrüchen entgegen, auf welche Mojsisovics[1]) die eigenthümliche

---

[1]) E. v. Mojsisovics, Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien 1879, pag. 128.

Configuration des rechten Eisackgehänges zwischen Waidbruck und Bozen, die Bildung fortlaufender, oder durch Verwerfungen zweiter Ordnung dislocirter Terrassen mit den Ortschaften Unterinn, Sifian, Klobenstein, Lengstein etc. zurückgeführt hat. Sie kommen endlich in der nördlichen Umrandung des Bozener Porphyrplateaus wiederholt zum Ausdruck, am schärfsten in der geradlinigen Abgrenzung der vom Villandererberg gegen Gufelreit und die Jochereralpe hinziehenden Porphyrplatte gegen das nördlich vorliegende Thonglimmerschiefer-Gebiet von Reinswald[1]).

Von noch höherem Interesse sind die Beziehungen, welche sich zwischen den primären Längsdislocationen des Eruptivgebietes von Klausen und den Störungslinien der mesozoischen Nachbargebiete erkennen lassen. Die Hauptgangspalte des Eruptivgebietes, die wir ohne Unterbrechung aus dem Eisackthal bis in's Vildarthal verfolgen konnten, und in deren Streichungsrichtung noch weiter in W. die mächtige Apophyse des Rothbaches auftaucht, liegt in der unmittelbaren Fortsetzung jener merkwürdigen Dislocation, welche Mojsisovics als Bruchlinie von Villnöss in die Literatur eingeführt hat. Dieselbe streicht mit ungefähr ostwestlichem Verlauf aus dem Gebiete von Auronzo mitten durch die triadischen Kalkmassive hindurch in's Villnössthal, wo sie als steile Verwerfungskluft zwischen den Quarzporphyren von Theiss und dem Phyllitcomplex der linken Thalseite besonders deutlich hervortritt, und von hier dem Südrande der Aktinolithschieferlinse von Gufidaun entlang bis in's Eisackthal. Aus der bedeutenden Sprunghöhe, welche die Verwerfung noch im unteren Villnössthal besitzt und dem Erzvorkommen auf dem Pfundererberge schliesst schon Mojsisovics (loc. cit. p. 121) auf eine muthmassliche westliche Fortsetzung dieser Störungslinie.

Die jüngsten Bildungen, welche in dem mesozoischen Abschnitt dieser Störungslinie an die Bruchränder herantreten, gehören der Kreide an; die letzten Verschiebungen die hier stattgefunden haben, konnten nicht vor dem Ende der Kreidezeit eingetreten sein. Dennoch neigt sich Mojsisovics, auf andere Gründe gestützt (loc. cit. pag. 516 ff.), der Ansicht zu, dass diese Störungslinie in ihrem westlichen Abschnitte wenigstens, im Villnössgebiete, ihrer ersten Anlage nach in eine frühere Epoche der geologischen Geschichte des Landes zurückreiche. Durch die vorliegenden Daten erscheint diese Vermuthung vollinhaltlich bestätigt. Die Tendenz zu Spannungsauslösungen in ostwestlich streichenden Bruchlinien, wie sie uns aus dem tektonischen Bilde dieses Theiles der Alpen zunächst schon in der Anordnung und Verbreitung der granitischen Massen (Brixener Granit, Cima d'Asta-Masse), in zweiter Linie sodann in der Gruppirung der von diesen alten Stauungswällen abhängigen Längsbrüche und Ueberschiebungen entgegentritt, gelangte hier schon frühe zu thätiger Entfaltung. Sie eröffnete die Bahnen, auf welchen die dioritischen Eruptivmassen zum Durchbruch gelangten, und zeichnete zugleich die Richtung vor, in welcher sich ungleiche Tensionsverhältnisse in späteren Perioden (Trias, Kreide) ausgeglichen

[1]) F. Teller. Ueber die Aufnahmen im Gebiete zwischen Etsch und Eisack. Verhandl. d. k. k. geolog. Reichsanst. 1880, pag. 96.

haben. Für die Feststellung des Betrages der Verwerfung in dem westlichsten und zugleich ältesten Abschnitt der Bruchlinie lassen sich bei dem gänzlich Mangel an stratigraphisch schärfer gegliederten Schichtgruppen innerhalb der phyllitischen Schichtgesteinsreihe keinerlei Anhaltspunkte gewinnen.

Die vorliegenden Erörterungen stehen in unmittelbarem Zusammenhange mit der Frage nach dem Alter der Intrusivmassen. Richthofen betrachtet die dioritischen Gesteine von Klausen als ein basisches Glied der Graniteruption von Brixen und der Cima d'Asta. Mojsisovics sucht die Ansicht zu begründen, dass dieselben, zusammen mit den granitischen Massen, der Periode der Quarzporphyrergüsse angehören. Beide Anschauungen stützen sich ausschliesslich auf theoretische Erwägungen. Der Umstand, dass sich in den an der Basis der Bozener Quarzporphyrdecke liegenden conglomeratischen Bildungen, welche allenthalben deutlich über das vom Diorit durchbrochene Grundgebirge transgrediren, neben Bestandtheilen der alten krystallinischen Schiefer- und Gneissmassen nicht selten Rollblöcke von Eruptivgesteinen vorfinden, welche petrographisch vollkommen mit den dioritischen Gesteinen von Klausen übereinstimmen, erscheint uns als ein schwerwiegendes Argument gegen die Annahme einer zeitlichen Aequivalenz der Diorite und Quarzporphyre [1].

Wir möchten uns vielmehr der Anschauung zuneigen, dass die dioritischen Gesteine von Klausen einer selbstständigen Eruptionsphase angehören, welche der Bildung der mächtigen Decken porphyrischer Gesteine vorausging, aber in eine jüngere Zeit fällt, als der Durchbruch der granitischen Massen von Brixen und der Cima d'Asta. Für diese Vorstellung spricht einerseits die Antheilnahme dioritischer Gesteine an der Zusammensetzung klastischer Bildungen, die zweifellos älter sind, als der Bozener Quarzporphyr, andererseits die tektonische Abhängigkeit der schon vor dem Durchbruch der Diorite von Klausen gefalteten Phyllit- und Gneisscomplexe des Eisackthales von dem granitischen Gesteinswall von Brixen.

Die räumliche Zwischenstellung der Diorite von Klausen zwischen der Brixener Granitmasse und der Bozener Porphyrplatte kommt in Suess' meisterhaftem Idealprofil durch Südtirol [2]) sehr klar zur Darstellung.

Ueber die petrographischen Verhältnisse der Eruptivgesteine von Klausen, ihre mineralogische Zusammensetzung, Structurabänderungen und systematische Stellung wurde schon im vorhergehenden Abschnitte zusammenfassend berichtet. [3]) Es erübrigt uns hier nur noch, in einigen

[1]) Schon Trinker citirt in seinen Erläuterungen zur geognostischen Karte von Tirol (pag. 62) das Vorkommen von dioritischen und aphanitischen Felsarten in den Grenzbreccien zwischen Thonglimmerschiefer und Porphyr bei Dick im Sarnthale. Wir selbst haben derartige Vorkommnisse in der Umgebung von Sarnthein und im Eisackthale beobachtet.

[2]) E. Suess: Ueber die Aequivalente des Rothliegenden in den Südalpen. Wien 1868. (Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissensch. LVII. Bd, Taf. III.)

[3]) Für Vergleichungen des petrographischen Materiales mit dem anderer bekannter Eruptivgebiete ergaben sich, sofern man nicht aus der uns vorliegenden, geologisch einheitlichen Gesteinsserie vereinzelte Typen herausgreifen will, nur wenig Anhaltspunkte. Die meisten Analogien bieten noch die erst jüngst von K. A. Lossen (Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1880, XXXII, pag. 206—215) aus dem Brockengranitmassiv beschriebenen pyroxenführenden Felsarten des Harzes. Sie bilden nach

Worten auf die loser verknüpften Mittheilungen über die Contactphänomene zurückzukommen.

Seit den bahnbrechenden Arbeiten von Lossen[1]) und Kayser[2]) über die Contactzonen der Harzer Diabase und den auf so reiche und so sorgfältig durchgearbeitete Materialien gestützten Untersuchungen Rosenbusch's[3]) über die Randbildungen der Granitite der Vogesen hat man diesen Erscheinungen allseitig ein erhöhtes Interesse entgegengebracht. Besonders anregend wirkte die von Rosenbusch eingeschlagene Untersuchungsmethode, die, in der Folge von verschiedenen Autoren adoptirt, zu zahlreichen neuen, die genetische Seite der Frage schärfer beleuchtenden Ergebnissen geführt hat[4]).

In der Regel handelte es sich bei diesen Untersuchungen um die Deutung metamorphischer Vorgänge, welche das die Eruptivmasse umlagernde Schichtensystem in seiner Gesammtheit ergriffen und zur Bildung zonar gegliederter, mit dem wachsenden Abstande vom Eruptivgesteinscontact an Intensität und Mannigfaltigkeit abnehmender Umwandlungserscheinungen geführt haben. Dem Eruptivgebiet von Klausen sind, wie aus der Schilderung der Aufschlüsse im Tinnebach und der abnormen Gesteinsbildungen in der Umrandung des Diorits von Seeben hervorgeht, Contactwirkungen ähnlicher Art zwar nicht völlig fremd, aber sie treten unter Verhältnissen auf, welche dem Studium dieser Erscheinungen keine besonders günstigen Aussichten eröffnen. Zunächst ist es klar, dass die der Hauptmasse nach schon ursprünglich krystallinen Bildungen in der Umrandung der Intrusivmassen, die Glimmerschiefer, Talk- und Sericitschiefer und Gneisse, für die umfangreichere Entfaltung paragenetischer Processe, wie sie sich in zonar gegliederten Contacterscheinungen äussern, kein geeignetes Substrat abgegeben haben. Die metamorphischen Veränderungen erstreckten sich hier auch vornehmlich auf die phyllitischen Zwischenstraten, in welchen dieselben in verschiedenen augenfälligen Erscheinungen, Verfärbung,

---

den trefflichen, an neuen Beobachtungsdaten stets so reichen Darstellungen des genannten Autors eine in sich geschlossene Reihe, die vom typischen Brockengranit (Granitit im Sinne Rosenbusch's) durch verschiedene Uebergangsglieder einerseits zum Harzburger Gabbro, andererseits zu sehr basischem Diorit hinführt. Die Gesteine führen ebenso wie jene von Klausen rhombischen und monoklinen Augit und bei geringem Kieselsäuregehalt stets, wenn auch in kleinen Mengen, freien Quarz. Manche Typen dürften sich vielleicht direct mit gewissen Ausbildungsformen der Klausener Gesteine vergleichen lassen.

[1]) K. A. Lossen. Metamorphische Schichten aus der paläozoischen Schichtenfolge des Ostharzes (Zeitschrift d. deutsch. geol. Gesellsch. XXI 1869, pag. 281.) ferner: Ueber den Spilosit und Desmosit Zinckens (eod. loc. XXIV 1872, pag. 750) und verschiedene neuere Schriften desselben Autors.

[2]) E. Kayser. Ueber die Contactmetamorphose der körnigen Diabase im Harz (Zeitsch. d. deutsch. geol. Gesellsch. XXII 1870, pag. 103.)

[3]) H. Rosenbusch. Die Steiger Schiefer und ihre Contactbildungen an den Granititen von Barr-Andlau und Hohwald, Strassburg 1877.

[4]) Wir citiren hier vor Allem: A. W. Howitt: The diorites and granites of Swift's Creek and their contact-zones (Royal Soc. of. Victoria, Melbourne 1879); G. W. Hawes: The Albany granite and its contact phenomena (American Journal of Science 1881 XXI) und F. E. Müller: Die Contacterscheinungen an dem Granite des Hennbergs bei Weitisberga (Neues Jahrb. f. Min. 1882, II. Bd., pag. 245). Ferner A. Penck: Ueber einige Contactgesteine des Kristiania-Silurbeckens (Nyt Magazin for Naturvidenskaberne, Christiania 1879) und Toyokitsi Harada: Das Luganer Eruptivgebiet (Neues Jahrb. f. Mineral. 1882, II. Beilage Band 1. Heft).

Härtung, localer Anhäufung neu gebildeter Massen von Biotit, überhaupt in Vorgängen zum Ausdruck gelangten, die im Wesentlichen auf eine Stoffzufuhr von aussen her schliessen lassen. Aber auch in diesen Schichtabtheilungen erschwerte der wiederholte Wechsel mit offenbar unveränderten Glimmerschiefer- und Gneisseinlagerungen die schrittweise Verfolgung der Umwandlungsvorgänge. Hiezu kommt endlich noch der Umstand, dass gerade im Bereiche der interessanten Aufschlüsse im Tinnebach jüngere Querverwerfungen auftreten, welche den für diese Untersuchungen so wichtigen, klaren Einblick in die räumlichen Beziehungen von Eruptiv- und Schichtgestein wesentlich beeinträchtigen.

Wir mussten uns hier mit dem Hinweis auf die Existenz derartiger, noch in grösserer Entfernung von dem Rande der Intrusivmassen wahrnehmbarer Contactveränderungen und der Schilderung ihres allgemeinen Eindruckes begnügen und wendeten unsere Aufmerksamkeit einer zweiten aus der Contactwirkung resultirenden Gruppe von Erscheinungen zu, für deren Untersuchung ein reicheres Material vorlag.

Ueberall, wo die Eruptivgesteine von Klausen mit feldspathführenden Schichtgesteinen in Berührung treten, kam es zur Bildung von Mineralsubstanzen, die dem normalen Schichtenverbande sowohl, wie dem wesentlichen Bestande des Eruptivmagmas fremd sind. Theils vereinzelt, theils zu mineralreichen Aggregaten vereint, erscheinen Turmalin, Pleonast, Korund, Andalusit, Biotit, Rutil, Zirkon und Granat. Es sind im Wesentlichen dieselben Substanzen, welche aus anderen Eruptivgebieten als Producte der Contactmetamorphose bekannt geworden sind. Nur Korund dürfte hier zum ersten Male als Bestandtheil von dem Eruptivgesteinscontact entstammenden Umwandlungsproducten erscheinen.[1]) Spinell, resp. Pleonast ist aus dem benachbarten Eruptivgebiete von Predazzo (Canzacoli) bekannt; Tschermak hat denselben in dem von Richthofen als Monzon-Hypersthenit bezeichneten Gestein als accessorischen Gemengtheil, also in ähnlicher Erscheinungsform, wie in einigen unserer Norite. nachgewiesen.[2]) Andalusit,

[1]) Nach Catullo (Elem. di mineralogia applic. alla medicina ed alla farmacia. Padova 1833) kommen Körnchen von Korund mit Zirkon in den aus eruptiven Materialien gebildeten Sanden von Lonedo bei Schio im Venetianischen vor. Sie entstammen oligocänen Basalttuffen. Wohl bekannt ist dagegen Korund als accessorischer Gemengtheil alter krystallinischer Felsarten, Kalkowsky hat denselben erst jüngst als Begleiter von Spinell in Granuliten nachgewiesen. (Ueber Hercynit im sächsischen Granulit, Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1881 XXXIII Bd., pag. 533—539). Es erweitert sich hiedurch die Parallele, welche man zwischen den Contactproducten und alten krystallinischen Schiefer- und Massengesteinen zu ziehen pflegt. (Vgl. A. Penck Contactgesteine von Kristiania pag. 82.)

[2]) G. Tschermak. Die Porphyrgesteine Oesterreichs Wien 1869, pag. 114. Auch aus dem Contact mit jüngeren Eruptivgesteinen ist Spinellbildung bekannt. Vgl. L. v. Werveke, über das Auftreten von Pleonast als mikroskopischen Gemengtheil in einem von Nephelinit umschlossenen Gneissbruchstücke. (Neues Jahrb. für Mineral. 1880, II. Bd., pag. 284.) In näherer Beziehung zu den spinellführenden Gesteinen von Klausen stehen die Vorkommnisse, welche erst jüngst F. E. Müller aus den Granitcontactproducten von Alberoda i. S. beschrieben hat. (Die Contacterscheinungen an dem Granite des Hennberges bei Weitisberga, Neues Jahrb. f. Mineral. 1882, II. Band, pag. 245). Innerhalb der den innersten Contactring eines metamorphischen Thonschiefermantels bildenden Andalusitglimmerfelse fanden sich dünne Gesteinslagen, welche vorwiegend aus Quarz nnd Spinell, zum geringeren Theile aus Andalusit bestehen. Als Nebengemengtheile treten weisser Glimmer und Eisenglanz hinzu. Die Spinelle sind grün, durchsichtig und gleichen vollkommen gewissen ceylonesischen

Biotit, Zirkon etc. sind die gewöhnlichsten Attribute der Contactmetamorphose.

Der Turmalin spielt in den vorliegenden Contactproducten die erste Rolle; er ist zugleich das einzige Mineral, dessen Vorhandensein sich schon durch den makroskopischen Befund feststellen liess. Ihm zunächst steht Pleonast. Die übrigen Mineralien ordnen sich nach den quantitativen Verhältnissen ihres Vorkommens zu der oben angegebenen Reihe. Wo sich die Mineralien zu complicirter zusammengesetzten Aggregaten vereinigen, treten stets die Thonerdeverbindungen in den Vordergrund. Sie bilden das charakteristischeste Moment der Contacterscheinungen dieses Gebietes.

Durch den Reichthum an Turmalinbildung schliessen sich die Contactproducte von Klausen eng an die von Rosenbusch und Hawes in der Umrandung granitischer, von Harada an den Grenzen porphyrischer Gesteine beobachteten Contactphaenomene an. Wir erkennen in denselben in Uebereinstimmung mit den genannten Forschern die Wirkungen der die Eruptionsvorgänge begleitenden Emanationen von Gasen und Dämpfen mit Bor- und Fluorgehalt, welche in unserem Gebiete in den Feldspäthen der durchbrochenen Gneisscomplexe, vor Allem in den Orthoklasen der als Feldsteine bezeichneten Lagermassen ein günstiges Substrat für die Einleitung chemischer Actionen vorfanden. Kieselsäure, Kalk, Magnesia und Alkalien wurden zum Theile fortgeführt und lieferten das Materiale für die durch stoffliche Anreicherungen bedingten Veränderungen der Schichtgesteine, deren Wirkungen sich noch in grösserer Entfernung vom Contactrande geltend machten (untere Tinneschlucht, Umgebung des Diorits von Seeben), thonerdereiche Verbindungen blieben zurück und bildeten die Basis für die Ausscheidung jener Mineralsubstanzen, welche die an den Randklüften der Intrusivmassen auftretenden Neubildungen charakterisiren. Hier entstanden die mehrerwähnten thonerdereichen Mineralien und wurde reine Thonerde in Form von Korund abgeschieden. Partielle Umschmelzungen mögen diese Umwandlungsvorgänge unterstützt und beschleunigt haben, sie spielten jedoch nur eine untergeordnete Rolle. Wenigstens gelang es nur in einem Falle, Erscheinungen nachzuweisen, welche auf diese Art der Contactwirkung hindeuten (Glaseinschlüsse in den Andalusiten der Mineralausscheidungen im Diorit von Seeben). Im Wesentlichen waren wohl hydratische Processe thätig, und zwar unter jenen besonderen, die stofflichen Umwandlungen begünstigenden Modificationen von Druck und Temperatur, die aus dem Einpressen des Eruptivbreies in die unregelmässig gestalteten Spaltenräume resultiren mussten.

Mit Beziehung auf die vorliegenden Erscheinungen sind die Studien von Interesse, welche F. A. Genth[1]) über den Korund, seine

Pleonasten. Sie erscheinen in unregelmässig contourirten Körnern, sowie in quadratischen und dreieckigen Krystalldurchschnitten ($^1/_{10}$—$^1/_5$ Millimeter). Die Gesteine scheinen nach alledem bis auf den Quarzgehalt mit den spinellreichen Gesteinsbildungen im lamellaren Gneiss an der Basis der Diorite von Seeben sehr nahe übereinzustimmen.

[1]) Journ. für practische Chemie IX. 1874, pag. 49—112. und neuerdings in den „Contributions from the Laboratory of the University of Pennsylvania Nr. XX". (Proc. Amer. Philos. Soc. 1882).

Umwandlungserscheinungen und die ihn begleitenden Mineralien veröffentlicht hat. Sie enthalten bestimmte Nachweise für den chemisch-genetischen Zusammenhang der wesentlichsten Bestandtheile unserer Contactproducte und für die Variabilität der relativ schwer veränderlichen Thonerdeverbindungen. Spinell (Pleonast und Hercynit), Fibrolit, Cyanit, verschiedene Feldspathvarietäten, Turmalin und eine ganze Reihe anderer hier nicht weiter in Betracht kommender Silicate erscheinen nach des Verfassers Darstellung mit dem Korund durch pseudomorphe Processe verknüpft oder direct als Umwandlungsproducte desselben. Die eigenthümliche Vergesellschaftung von Mineralien, wie sie unsere Contactproducte charakterisirt, findet in diesen Thatsachen ihre genetische Begründung.

Von den im Spaltenraume entstandenen Mineralneubildungen tritt uns ein Theil als accessorischer Bestand des Eruptivmagma's entgegen. Besonders Turmalin und Spinell erscheinen nicht selten als Nebengemengtheile des Eruptivgesteines, der letztere in kleinen Körnchen und Krystallen in vollkommen frische Plagioklase eingewachsen. Im Diorit von Seeben, in den Noriten der Wolfsgrube, des Vildar- und Rothbaches konnten complicirter zusammengesetzte Aggregate von Contactmineralien in schlierigem Verbande mit dem Eruptivmagma nachgewiesen werden.

In den Schichtgesteinen treten uns die neugebildeten Mineralsubstanzen theils als Imprägnationen entgegen, wie in dem spinellführenden Feldspathgestein an der SW.-Grenze der Masse des Vildarthales, theils in Gestalt drusiger Hohlraumsausfüllungen, in jedem Falle unter Verhältnissen, die auf einen Transport der Contactproducte in Lösungen schliessen lassen. Die reichsten Anhäufungen von Contactmineralien beobachteten wir an den Randklüften der Intrusivmassen. Sie gelangten hier entweder an den Wänden der Gangspalte oder in den die Ganggrenze begleitenden Trümmerbreccien zum Absatz (Südliche Grenze des Diorits von Seeben, ONO.-Grenze der Eruptiv masse des Vildarthales.) Bezüglich der an den Spaltenwänden auf tretenden mineralreichen Gesteinsbildungen der Contactmetamorphose war es nicht in jedem Falle möglich mit Sicherheit zwischen in situ entstandenen Umwandlungserscheinungen und local mächtigeren Depôts aus mineralischen Lösungen zu unterscheiden. Es wären hiezu noch detaillirtere, ganze Reihen von Gesteinsproben umfassende Untersuchungen nothwendig gewesen, für die nicht immer hinlängliches Material zu beschaffen war.

Aus der Art des Verbandes der Contactmineralien mit dem Eruptivmagma, (Einschlüsse von Pleonast in den Feldspäthen des Eruptivgesteines, Fluctuationsstructur in den mit dem Magma verschlierten Mineralaggregaten) folgt mit Nothwendigkeit, dass die Processe der Mineralneubildung während der Eruptionsvorgänge sich abspielten und im Wesentlichen noch vor Erstarrung der injicirten Massen zum Abschluss gelangt seien.

Anhang.

1. Die dioritischen Gesteine des Lüsenthales.

Im Thalgebiete von Lüsen, wo man die Diorite lange nur als Findlinge [1]) kannte, hat Pichler [2]) das Eruptivgestein an zwei Punkten anstehend aufgefunden: Auf dem Grabenerberg nordöstlich von Lüsen und an dem linken Ufer des Lasankenbaches südlich von St. Nicolaus bei Lüsen.

Der das Plateau der Lüsen-Astalpe überragende Grabenerberg (2191 Meter), der als lohnender Aussichtspunkt den Umwohnern unter den Namen Asthorn und Burgstall bekannt ist, bildet den Gipfel einer ziemlich ausgedehnten Dioritmasse von elliptischem Umriss, die ein Areale von nahezu 6 Quadratkilometern umfasst. Die Sennhütten der Astalpe (1905 Meter) bezeichnen den nördlichsten Punkt der Eruptivmasse. Die südliche Grenze liegt in den obersten Verzweigungen des in's Lüsenthal abdachenden Perwiglbaches. Die Endpunkte des kürzeren ostwestlichen Durchmessers werden im Westen durch die Steineralpe, im Osten durch eine Einsenkung in dem Verbindungskamm zwischen Grabenerberg und Lerchenereck markirt. Das Terrain ist ringsum mit Alpenweiden bedeckt, nur in SW., an der dem Lüsenthale zugewendeten Abdachung liegen nahe der Dioritgrenze felsige Entblössungen, welche das massige Gestein schon im landschaftlichen Bilde schärfer hervortreten lassen. In den vereinzelten Aufschlüssen innerhalb der Eruptivmasse beobachtet man eine flachliegende Bankung, die von einer in NW.—SO. streichenden Mittellinie beiderseits anticlinal nach aussen abfällt. Die Aufschlüsse sind jedoch für eine Beurtheilung des inneren Aufbaues der Masse unzureichend. Schiefergesteine der Quarzphyllitgruppe, Thonglimmerschiefer, Sericitgesteine und glimmerige Quarzitschiefer bilden die Umrandung des Diorits. Die Grenzverhältnisse sind nirgends in befriedigender Weise entblösst. Für den intrusiven Charakter des Gesteins spricht der Reichthum an fremdartigen Gesteinseinschlüssen im Diorit; sie erweisen sich fast durchaus als vollkommen unverändert.

Die zweite der vorerwähnten Localitäten liegt oberhalb der letzten Mühlen im Lüsenthal, 500 Meter südlich von der Ausmündung des Fortschell- (Sagewald-) Baches. Eine vorwaltend aus Dioritblöcken bestehende Steinmuhre am Fusse des linken Thalgehänges orientirt sofort über die Lage dieses Dioritdurchbruches.

Ein grösseres Interesse beansprucht ein drittes Vorkommen von anstehendem Diorit, das wir längs des Weges nach dem Berghofe Gargitt nordöstlich von Lüsen aufgefunden haben Der Diorit setzt hier in einem vielfach gefalteten Complex phyllitischer, mit feldspathführenden, quarzitischen Gesteinslagen wechselnder Schichten als ein schmaler, in NNW. einschiessender Gang auf. Die Gangsspalte liegt in der Streichungsrichtung des durchbrochenen Schichtensystems. Sie

[1]) Trinker, petrographische Erläuterungen etc., pag. 36.
[2]) Neues Jahrb. f. Mineral. 1871, pag. 273

streicht aus dem Pfitschbach durch das waldige Gehänge unterhalb Gargitt in den Maserbach, ohne die östlich davon liegende Thalschlucht des Perwiglbaches zu erreichen. Im Maserbache, und zwar an dessen rechter Seite nahe der Thalsohle ist die Grenze gegen das durchbrochene Schichtgestein am günstigsten aufgeschlossen. Sie wird hier durch eine etwa 12 Meter breite Zone von Breccien markirt, welche sich von den im Klausener Eruptivgebiete so häufig beobachteten Grenzbreccien durch reichlichere Entwicklung und grössere Frische des dioritischen Cements vortheilhaft unterscheiden. Die Einschlüsse bestehen aus eckig umrandeten, faust- bis kopfgrossen Phyllit- und Gneissbruchstücken, welche sich durch ihre dunklere Färbung sehr scharf aus der hellgrauen, feinkörnigen Dioritpaste herausheben. Sie scheinen in ihrem materiellen Bestande keine Aenderung erlitten zu haben. In östlicher Richtung nimmt die Gangmasse rasch an Mächtigkeit ab; in der dicht bewaldeten Thalscheide zwischen Maser- und Perwiglbach keilt sie vollständig aus.

Die Gesteine des Gebietes von Lüsen sind durchgehends quarzführende, glimmerreiche Glieder der Uebergänge zwischen Norit und Quarzglimmerdiorit. Dieselben sind meist leider ziemlich zersetzt, und besonders der augitische Bestandtheil gestattet in den seltensten Fällen eine nähere Bestimmung. Im Allgemeinen stimmt die Ausbildung derselben mit jener der Klausener Eruptivgesteine überein. Sie sind alle ziemlich grobkörnig ausgebildet und zeigen nie eine Neigung zu porphyrischer Entwicklung.

Einen Unterschied gegen die Klausener Gesteine bildet die Art der Zersetzung des Biotits und Augits in manchen dieser Gesteine, so besonders in dem von der Astalpe. Dieses Gestein besteht im Wesentlichen aus Feldspath, Biotit und Quarz, wozu sich in geringerer Menge Augit und Hornblende gesellen.

Der Feldspath ist so stark zersetzt, dass er vollkommen milchig getrübt erscheint und Aggregatpolarisation zeigt. Hie und da lassen sich noch Andeutungen einer polysynthetischen Zwillingszusammensetzung erkennen. Wahrscheinlich ist die Hauptmasse Plagioklas, daneben dürfte aber auch Orthoklas vorkommen, wie dies in fast allen quarzführenden Glimmerdioriten dieses Gebietes der Fall ist.

Der Biotit ist in bedeutender Menge im Gestein ausgeschieden, ist von rothbrauner Farbe und zeigt einen sehr grossen Dichroismus. Der Biotit enthält sehr häufig Einschlüsse von Kalklinsen, die oft sehr zahlreich parallel der basischen Endfläche eingelagert sind, so dass die Glimmerschnitte senkrecht auf die Endfläche ein gebändertes Aussehen erhalten.

Quarz ist in bedeutender Menge vorhanden, und zwar erscheint derselbe in unregelmässig begrenzten Partien, die meist die Zwischenräume zwischen den einzelnen anderen Bestandtheilen ausfüllen. Derselbe enthält zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse. Augit ist in diesem Gesteine nicht gerade viel vorhanden. Derselbe erscheint in einzelnen grösseren Krystalldurchschnitten und enthält eine grosse Anzahl von Einschlüssen, und zwar: Magnetit, Glimmerblättchen, Stücke eines chloritisch zersetzten Minerals etc. Oft enthält er auch graue Nädelchen, die alle nach einer Richtung angeordnet sind und dadurch dem

Augit ein diallagartiges Aussehen geben. Die Farbe des Augites ist eine licht gelbbraune, und bildet die Auslöschungsrichtung mit der Längsrichtung der Krystalle einen Winkel bis zu 40°. Man hat es hier also jedenfalls mit einem monoklinen Augit zu thun. Neben diesem Augit kommt auch noch in unregelmässigen Partien röthlich gefärbter vor, der deutlichen Pleochroismus zeigt und wohl Hypersthen sein dürfte.

Der Augit, besonders der diallagartige, geht bei seiner Zersetzung in Hornblende über. Es ist dies ein Vorgang, der ja schon häufig beobachtet wurde und besonders bei Beschreibung der diesen Gesteinen nahestehenden Augitdiorite oft erwähnt wurde. Auffallend ist dabei jedoch die dunkelgrüne Farbe und der lebhafte Pleochroismus der neugebildeten Hornblende.

Sehr ähnlich diesem Gestein ist das aus dem Maserbach. Dasselbe ist jedoch stärker zersetzt, und ist die Umwandlung des Augites zur Hornblende kaum nachweisbar. Hie und da jedoch sind in einzelnen Schliffen doch noch halbwegs frische diallagartige Augite vorhanden.

Eine etwas andere Ausbildung zeigen die Gesteine vom Grabenerberg. Dieselben schliessen sich in ihrer Entwicklung enge an die Klausener Quarznorite an. Der Augit zeigt nie eine Umwandlung in Hornblende, sondern geht bei seiner Zersetzung in ein parallelfaseriges, gerade auslöschendes bastitisches Product über.

An einzelnen frischeren Augiten lässt sich auch die gerade Auslöschung constatiren. Manchmal bildet der Augit auch grössere rundliche Anhäufungen von einzelnen Körnern.

2. Die Amphibolite des Eisackthales.

Die Literatur über die Amphibolite von Klausen fällt aus Gründen, die schon in den einleitenden Bemerkungen zur vorliegenden Arbeit erörtert wurden, mit jener über die Eruptivgesteine dieses Gebietes zusammen. Es würde zu zwecklosen Wiederholungen führen, wollten wir hier noch einmal auf diesen Gegenstand zurückkommen. Da an derselben Stelle auch bereits eine allgemeine Charakteristik der Amphibolite gegeben wurde, so erübrigt uns hier nur noch, einige Detailbeobachtungen über diese Gesteine nachzutragen.

Das Verbreitungsgebiet der Amphibolite liegt mitteninne zwischen den Dioritdurchbrüchen von Klamm und jenen von Seeben und Pardell zu beiden Seiten des Eisackthales. Auf der rechten Thalseite bilden sie einen langgestreckten gegen die Strasse in schroffen Wänden abstürzenden Höhenrücken, der sich längs einer in der Richtung des Hauptthales verlaufenden Depression deutlich von dem steil aufsteigenden Feldthurnser Gehänge abtrennt. Ein scharfer Querbruch schneidet dieser Einsenkung entlang die südwestlich verflächenden Amphibolite des Thales von dem in derselben Richtung einfallenden Phyllitcomplex der anschliessenden Berglehne ab. Er liegt in der unmittelbaren Fortsetzung jener Dislocationsspalte, welche den plötzlichen Abbruch der Diorite von Seeben und Pardell gegen das Eisackthal bedingt. (Vgl. Taf. XV.)

Am linken Eisackufer gelangen die Amphibolite zu mächtigerer Entwicklung. Sie bilden hier den grössten Theil des schon orographisch scharf abgegrenzten Plateaus von Gufidaun, auf dessen Höhe sie wiederholt in geglätteten Rundhöckern, den unverkennbaren Zeugen der Wirkungen des alten Eisackgletschers, aus der dünnen Culturdecke hervortreten.[1]) Am Fusse des westlichen Plateauabsturzes hat die Bahnanlage günstige Aufschlüsse geschaffen. Die Amphibolite sind hier in einer fortlaufenden Steilwand entblösst, welche den inneren Aufbau der Gesteinsscholle und ihre Beziehungen zu den umlagernden Schichtgesteinen sehr klar zur Anschauung bringt. Die südliche Begrenzung der Masse ist, so weit hier die Aufschlüsse ein Urtheil gestatten, keine normale; sie fällt in ihrem westlichsten Theile wenigstens mit einer Längsverwerfung zusammen, welche die Verbindung zwischen der Villnösser Bruchlinie und der durch die Hauptgangspalte des Klausener Eruptivgebietes repräsentirten Dislocation herstellt.

Den besten Durchschnitt durch die Amphibolitmasse geben die vorerwähnten steilwandigen Entblössungen in der Tiefe des Eisackthales. An beiden Thalseiten liegen in der Mitte des Aufschlusses Hornblendegesteine von auffallend grobkörniger Structur, in welchen die lichtgrünen, strahlsteinartigen Hornblendedurchschnitte einen Längsdurchmesser von 1—2 Centimetern erreichen. Ohne scharfe krystallographische Begrenzung mit feinstrahlig zerfaserter Endigung liegen sie in dem grobkörnigen Grundgemenge von Quarz und Feldspath wirr und regellos durcheinander. Auf diese in ihrer Structur an grobkörnige Gabbros erinnernden Gesteine folgen, wie schon Reuss und Richthofen beobachtet haben, beiderseits feinkörnige Structurabänderungen, welche nach aussen allmählig in schieferigflaserige Amphibolite übergehen. In dem Aufschlusse an dem linken Eisackufer bilden die grobkörnigen Gesteinstypen eine scharf abgegrenzte sphäroidische Masse, welche von den feinkörnigen Amphiboliten flachschalig umlagert wird. Der innerste, an seinem Südrande durch eine untergeordnete Verwerfung dislocirte Kern löst sich nach Art einer kugeligen Concretion aus der Amphibolitmasse heraus. Die Höhe des Gufidauner Plateaus besteht aus denselben flaserigen Structurabänderungen, welche im Eisackthal die äussersten Ränder des Aufschlusses charakterisiren.

Plattige quarzreiche Gneisse, glimmerige Quarzitschiefer und Quarzphyllite bilden die Umrandung dieser zonar gebauten lenticularen Gesteinsscholle. Wo die Amphibolite von Gufidaun über die Thallinie des Villnössbaches hinübergreifen, beobachtet man sehr schön ihre Wechsellagerung mit diesen Randbildungen. In der Tiefe der Schlucht tauchen hier in einer flachen, anticlinalen Aufwölbung lamellare, grünlich gebänderte Schichtgesteine vom Habitus der Bändergneisse des Seebenkammes auf; darüber liegen, durch die Wegbauten im Thale gut aufgeschlossen, dunkle, harte, feldspathführende Amphibolite, eine nur wenige Meter mächtige Decke bildend, und über diesen dieselben lamellarplattigen Gneisse, die an der Basis der Amphibolite hervortreten.

[1]) Die alte geognostische Karte von Tirol gibt hier irrthümlicher Weise eine Scholle von Verrucanobildungen an, wie sie an dem gegenüberliegenden Theisser Bergrücken an der Grenze von Porphyr und Thonglimmerschiefer auftreten.

Weiter thaleinwärts entwickeln sich aus den massigen feldspathführenden Amphiboliten deutlich geschichtete Hornblendegesteine, die reichlich Biotit aufnehmen und allmählig in grünliche quarzreiche Glimmerschiefer übergehen.

An den Felswänden im Eisackthale zeigen die Amphibolite neben der deutlichen, dickbankigen Gliederung mit im Allgemeinen südwestlichen Verflächen mannigfache, in verschiedenen Richtungen durchsetzende, bald steiler gestellte, bald flacher liegende Kluftflächen. Sie besitzen in Folge dieser Erscheinung nicht jene Stabilität, welche massigen Gesteinen von so festem Gefüge gewöhnlich zukommt. Das Gestein zeigt vielmehr eine ausgesprochene Neigung, sich in unregelmässig gestalteten Keilen auszulösen, deren Bewegung sodann nicht selten zur Bildung eigenthümlicher Contritionsproducte Anlass gibt. Kleinere Gesteinskeile werden durch den Druck grösserer gleitender Schollen vollständig zermalmt, und auch diese selbst besitzen den Klufträndern entlang in Folge des hier durch chemische Actionen gelockerten Gesteinsverbandes eine geringere Widerstandsfähigkeit gegen die Druckwirkung der sich bewegenden Massen. So entstehen die klastischen Bildungen, welche, oft zu festen, feinsplittrigen Breccien verkittet, ausgedehnte Kluftnetze innerhalb der Amphibolitmasse erfüllen. An den Felswänden längs der Strasse von Klausen nach Brixen sind derartige Spaltausfüllungen wiederholt zu beobachten.

An den Aufschlüssen des linken Eisackufers treten uns diese Erscheinungen in noch reicherer Entwicklung entgegen. Nahe dem Nordrande der felsigen Entblössungen ist die Amphibolitmasse auf eine Längserstreckung von mehreren Metern in ein Haufwerk wirr durcheinanderliegender Gesteinsschollen aufgelöst, dessen Entstehung zweifellos auf die eben erörterten Vorgänge zurückzuführen ist. Der Uebergang aus dem zerklüfteten, aber noch immer in festem Zusammenhang stehenden Abschnitt der Amphibolitmasse in eine vollständig regellose Anhäufung verschieden gestalteter Gesteinstrümmer ist an den steilwandigen Aufschlüssen sehr deutlich zu verfolgen. Der eigenthümlich abgerundete, oft lebhaft an die Gestalt fluviatiler Geschiebe erinnernde Umriss einzelner dieser Gesteinsschollen erklärt sich leicht aus der Neigung des Amphibolites zu concentrisch schaliger Verwitterung.

Mitten durch diese verstürzte Masse setzen mit unregelmässigem Verlauf schmale Klüfte hindurch, die mit klastischen Materialien anderer Provenienz ausgefüllt sind. Die Füllung besteht im Wesentlichen aus Phyllitbruchstücken und Brocken von reinem Quarz, welche durch ein dunkles, glimmerig-thoniges Cement gebunden sind. Aehnliche Vorkommnisse mit demselben Materialbestande fanden sich auf Klüften im Diorit von Sulferbruck, und zwar an den Wänden unmittelbar oberhalb der Schmelzhütten; wir haben dieselben endlich nicht selten im Phyllit selbst beobachtet, unter besonders klaren Verhältnissen an mehreren Stellen des Feldthurnser Gehänges. (An dem steilen Karrenweg unterhalb des Dareshofes südlich von Pedratz, an dem Fahrwege östlich von Schnauders unmittelbar über Tschifnon und a. a. O.) Mit den Phylliten stehen sie gewöhnlich in so festem Verbande, dass man sie bei ungünstigem Aufschluss leicht für conglomeratische Zwischenschichten halten könnte.

Alle diese Bildungen sind offenbar als secundäre Ausfüllungen offener Spalten und Kluftnetze zu betrachten.

Wir schliessen hier noch einige petrographische Details über die mikroskopische Analyse der Amphibolite an.

Dieselben stellen im Schliff ein rein körniges Gemenge von Hornblende mit Zoisit, Quarz, Orthoklas und Plagioklas dar, zu dem sich noch als Zersetzungsproduct der Hornblende Epidot gesellt.

Das Mengenverhältniss dieser einzelnen Gemengtheile ist natürlich in verschiedenen Varietäten ein wechselndes, und manche dieser Gemengtheile verschwinden vollständig.

Wir wollen zuerst die zoisitführenden Amphibolite kurz beschreiben. Der Hauptbestandtheil derselben ist, wie bei allen Varietäten, die Hornblende. Dieselbe ist von lichtgrasgrüner Farbe, zeigt nicht bedeutenden Pleochroismus und hat einen actinolithartigen Charakter. In Querschnitten zeigt sie oft sehr deutlich die Hornblendespaltbarkeit, während sie in Längsschnitten aus einem Aggregat von länglichen Säulchen und Nädelchen besteht, die alle lebhafte Polarisationsfarben zeigen. Im Ganzen ist die Hornblende recht frisch und zeigt nur an einzelnen Stellen beginnende Umwandlung in lichtgelbgrüne Epidotkörner.

Der Zoisit erscheint in wasserhellen, entsprechend seiner Spaltbarkeit parallel gestreiften Durchschnitten von meist länglicher Form, die keine streng geradlinige Begrenzung wenigstens an den kurzen Seiten haben und im Gestein also Säulchen entsprechen, die meist zusammen aggregirt sind. Der Zoisit enthält zahlreiche kleine, grüne Säulchen (Hornblende) eingeschlossen und zeigt lebhafte Polarisationsfarben.

Neben den beiden Hauptbestandtheilen kommt noch Quarz, und zwar in Körneraggregaten, die sich zwischen Hornblende und Zoisit einzwängen, vor. Derselbe erscheint da gemengt mit ebenfalls unregelmässig begrenztem Feldspath, der theils einfache Krystalle, theils Zwillinge, theils aber auch polysynthetische Zwillingsbildungen darstellt, so dass angenommen werden kann, dass sowohl Orthoklas als Plagioklas vorhanden ist.

In anderen Amphiboliten tritt nun der Zoisit immer mehr zurück, während gleichzeitig der Gehalt an Feldspath ein immer bedeutenderer wird. In manchen zoisitfreien Amphiboliten überwiegt sogar der Feldspath über die Hornblende. Derselbe ist immer recht frisch und meist unregelmässig begrenzt, obschon hie und da auch Krystalle vorkommen. Er enthält zahlreiche Einschlüsse von Hornblende und stellt theils einfache Individuen dar, theils zeigt er polysynthetische Zwillingszusammensetzung, so dass man Orthoklas und Plagioklas in beiläufig gleicher Menge annehmen kann. Eigenthümlich ist es, dass der Feldspath meist recht frisch ist, während die Hornblende eine eigenthümliche Zersetzung zeigt. Dieselbe erscheint nämlich bei gewöhnlicher (60facher) Vergrösserung an einzelnen Stellen grautrübe, und dieser Process schreitet so weit vor, dass endlich bei vollkommener Erhaltung der Form der Umrisse, die Hornblende vollständig grau getrübt erscheint, während sich an einzelnen Stellen Anhäufungen opaker Körner gleichzeitig gebildet haben. Bei stärkerer Vergrösserung sieht man, dass die ganze Hornblende in ein Haufwerk kleiner lichtgrüngelber Körner ver-

wandelt erscheint, die man wohl, ohne fehl zu gehen, als Epidot ansehen kann. Die schwarzen, opaken Körner dürften Eisenverbindungen sein, die sich bei der Verwandlung der Hornblende in Epidot als secundäres Product gebildet haben. Bei manchen Amphiboliten scheint diese Umwandlung in anderer Weise erfolgt zu sein, und ist in denselben neben Hornblende Epidot in bedeutender Menge in grösseren Körnern von lichtgrüngelber Farbe vorhanden.

Inhalt.

Einige Bemerkungen über die Bildung von Querthälern.

(Zweite Folge.)

Von **Dr. Emil Tietze.**

Die schmeichelhafte Aufnahme, welche meine ersten im Jahre 1878 (siehe Verhandlungen d. geol. Reichsanst. 1878 pag. 212 und Jahrbuch der geol. Reichsanst. 1878 pag. 581—610) veröffentlichten Bemerkungen über die Bildung von Querthälern von Seiten mancher hochverehrten Forscher theils in der Literatur, theils in privaten Zuschriften an mich erfahren haben, hat erkennen lassen, dass man vielerseits das schon so mannigfach discutirte Problem der Querthalbildung nicht als gelöst angesehen hatte, so dass also die Beibringung neuer Gesichtspunkte, unter denen dasselbe betrachtet werden konnte, als eine Art von Fortschritt aufgefasst wurde. Niemandem und am allerwenigsten mir selbst ist es aber in den Sinn gekommen, zu glauben, dass mit jenem kurzen Aufsatz die Frage erschöpfend abgethan wurde. Ich konnte weder alle Querthäler der Welt, noch auch alle denkbaren geologischen Einzelheiten innerhalb eines Theiles dieser Querthäler bei meinen Ausführungen berücksichtigen.

Aehnlich geht es ja wohl bei allen unseren Versuchen, in geologischen Fragen zu allgemeinen Vorstellungen zu gelangen. Das ist das Schicksal jeder Erfahrungswissenschaft, dass man gezwungen ist, aus der Uebereinstimmung der Merkmale in einer bestimmten, oder sagen wir sogar oft beschränkten Summe von Erscheinungen Gesetzmässigkeiten zu folgern, wenn man auf derartige Folgerungen nicht überhaupt verzichten will. Unsere Vorstellungen über die mechanischen Vorgänge bei der Gebirgsbildung, über die tektonische Bedeutung gewisser Erdbeben, über die Anwendung der Descendenzlehre auf die Paläontologie und die genetische Verknüpfung von Formen in übereinander liegenden Schichten einerseits, sowie über die jener Verknüpfung scheinbar widersprechende Constanz der sogenannten Zonen andererseits, unsere Ansichten über die geologische Wichtigkeit eventueller Schwankungen des Meeresspiegels, über die Physik der Vulkane, über die metamorphische Natur gewisser Gesteine in älteren oder jüngeren Formationen, oder über den eruptiven Charakter anderer Gesteine, beruhen sämmtlich auf Verallgemeinerungen von Schlüssen, für welche in keinem Falle das der Beobachtung auf unserem Planeten zugäng-

liche Material an Thatsachen in seiner Totalität zu Grunde gelegt werden konnte.

Wenn nun auch solche Verallgemeinerungen für Einzelne oder für Viele die Bedeutung von Ueberzeugungen gewonnen haben können, so würden doch zweifellos die Männer, welche sich diese Ueberzeugungen zuerst angeeignet und die sich für die Verbreitung derselben verantwortlich gemacht haben, im Bewusstsein des rein subjectiven Werthes derselben, jede rein sachliche Kritik dieser Ansichten dankerfüllt und um so freudiger entgegennehmen, je mehr dadurch der Gesichtskreis für die Beurtheilung der betreffenden Fragen erweitert wird. Insoferne die Bedeutung gewisser Arbeiten in der durch sie gegebenen Anregung gesucht werden darf, insoferne legen die betreffenden Verfasser, wie bekannt, oft grösseres Gefallen an kritischem Zweifel an den Tag, als an unbedingter Heeresfolge, denn es handelt sich bei solchen Anregungen wohl seltener um einen Appell an den Glauben der Leser, als vielmehr um einen Appell an deren Denken und weiteres Beobachten. Höchstens dass bei lebhafteren Naturen, welche die Begeisterung für die Sache mit der für die Personen verbinden, die Fürsorge für das geistige Wohlergehen Anderer und das Gefühl überquellender Freundschaft eine Art von religiös gestimmtem Beifall fordert und gewährt.

Da ich mich zu diesen dogmatisirenden Naturen nicht rechne, so konnte mir im Interesse der Sache eine erneute Discussion der Thalbildungsfrage im Allgemeinen wenigstens nur erwünscht sein, wenn man auch natürlich eine derartige Discussion, sofern sie zu eigener Betheiligung daran veranlasst, nicht gerade in jedem beliebigen Zeitpunkte bequem findet. Doch brauchen solche persönliche Bequemlichkeiten oder Unbequemlichkeiten des Einen für das Eingreifen von Seite eines Andern in die Debatte allerdings nicht bestimmend zu sein. Ich spreche davon auch nur, um zu entschuldigen, dass ich mich in den folgenden Bemerkungen kürzer fassen muss, als ich es unter anderen Umständen gewollt hätte.

Es hätte überraschen müssen, wenn die von mir entwickelten Ansichten über die Entstehung der Querthäler ganz allseitig und ausschliesslich Zustimmung, und nicht auch hie und da Ablehnung gefunden hätten. Dies ist nun in der That der Fall gewesen, theils indirect, insofern einige Gelehrte an den älteren Anschauungen über Thalbildung festhielten, theils direct, insofern jene Ausführungen bekämpft und durch neuartige Vorstellungen zu ersetzen gesucht wurden.

Ich betrachte es in diesem Augenblicke nicht als meine Aufgabe, hier eine nochmalige eingehendere Discussion der älteren Ansichten vorzunehmen, welche für die Querthalbildung das Vorausgehen von besonderen tektonischen Vorgängen, wie namentlich Gebirgszerspaltungen grösseren Styls, als eine normale Erscheinung in Anspruch nehmen. Die wesentlichsten Argumente gegen diese Ansichten glaube ich in meiner ersten Arbeit über diesen Gegenstand zusammengestellt zu haben, und man darf kaum hoffen, durch öftere Wiederholung derselben Gründe eine Auffassung Solchen zugänglich zu machen, welchen diese

Auffassung nicht gleich von vornherein überzeugend erschien. „Wo nicht gerade überkommene Anschauungen einen Druck üben", sagt Hartung in der Zeitschrift für Erdkunde (Berlin 1880, pag. 179), „bedingt ja gewöhnlich das Ergebniss aus der Abwägung aller bekannten Beobachtungen den theoretischen Standpunkt des Einzelnen. Wer bei seinen Forschungen einmal die Ueberzeugung gewann, dass die Gebirgsthäler schon allein in Folge der Erosion entstanden, der lässt sich nicht so leicht durch Verhältnisse, welche er augenblicklich nicht zu deuten vermag, beirren, sondern zieht es vor, die letzteren einstweilen als unerklärlich aufzufassen, statt ihretwegen von seinem theoretischen Standpunkte abzuweichen. Und ebensowenig stösst sich derjenige, welcher bei der Entstehung aller Gebirgsthäler Spaltenbildung voraussetzt, an Erscheinungen, die für ihn bislang aller Erklärungsversuche spotten."

Unter den Forschern, welche noch in jüngster Zeit sich für das Bestehen inniger Beziehungen zwischen der Entstehung der Thäler im Allgemeinen (also einschliesslich der Querthäler) mit Spaltenbildungen und Verwerfungen ausgesprochen haben, ist wohl in erster Reihe Daubrée zu nennen, der in seinen synthetischen Studien zur Experimentalgeologie (deutsche Ausgabe übersetzt von Gurlt, Braunschweig 1880, pag. 267—285), anknüpfend an Versuche über das Entstehen von Rissen und Sprüngen durch Stoss, Druck und Torsion zu der Ueberzeugung gelangte, dass die orographischen und hydrographischen Grundzüge vieler Gebiete das getreue Abbild derartiger, auf experimentellem Wege hervorgebrachter, sich kreuzender, oder vielfach untereinander paralleler Sprünge seien. Die verschiedenen Thäler, bei deren nachträglicher Ausbildung allerdings die Erosion mitgewirkt habe, (über diese nachträgliche Mitwirkung der Erosion besteht ja auch unter den Anhängern der Spaltentheorie seit längerer Zeit kein Zweifel) seien demnach durch solche Sprünge vorgezeichnet gewesen.

Ausgenommen werden allerdings solche Thäler, welche in den angenommenen Parallelismus gar nicht mehr hineinpassen, selbst nicht unter Zuhilfenahme der sonst zur Erklärung gewisser Unregelmässigkeiten in Anspruch genommenen späteren Abrundungen des Thallaufes durch Erosion. „Es erscheint" (l. c. pg. 278) „nämlich nicht zweifelhaft, dass viele kleine Thäler, welche die Thalränder abschneiden, ihren Ursprung keinen Spalten verdanken; dieses ist besonders wahrscheinlich bei denen, welche die Linie des Hauptwasserlaufes schräg schneiden." Man könnte sich da freilich fragen, ob nicht auch in anderen Fällen die Thalbildung ohne vorausgängiges Entstehen von Spalten hätte vor sich gehen können. Vor Allem aber ist die scheinbare und doch wohl nicht einmal überall vollständige Uebereinstimmung in dem Grundriss eines Flussnetzes mit einem Netz von Sprüngen auf einer einem Stoss oder Druck ausgesetzt gewesenen Platte für den Geologen überhaupt noch kein vollgiltiger Beweis für die Gleichartigkeit der Entstehung beider Netze, so interessant eine derartige Uebereinstimmung für den Physiker auch sein mag. Das anscheinend oft mehr oder minder annähernd rechtwinklige Gebrochensein eines Flusslaufes im Gebirge, sowie der Umstand, dass dem entsprechend auch die Nebenflüsse eines solchen Flusses bisweilen in Thälern ver-

laufen, welche zu dem Hauptthal an der Stelle der Vereinigung senkrecht stehen, wodurch dann ein Netz von sich theils parallelen, theils auf einander senkrechten „Spalten“ entstehen soll, erklärt sich ganz einfach dadurch, dass immer jeweilig einzelne der betreffenden Thalstrecken Längsthäler, andere aber Querthäler sind. Solche pflegen aber in einem Kettengebirge immer ungefähr rechtwinklig gegeneinander gerichtet zu sein, das heisst nämlich mit jenem Grade der Rechtwinklichkeit, von dem hier überhaupt die Rede sein kann. Ein grosser Theil der Längsthäler, obwohl unbestrittenermassen durch den tektonischen Aufbau der Kettengebirge bestimmt, hat aber ebenfalls sonst unbestrittenermassen gerade mit Spalten und Verwerfungen nichts zu thun, und in dieser etwas zu ungezwungenen Zusammenfassung zweier ganz verschiedener Kategorien von Thälern, in dieser gleichmässigen Behandlung ungleichwerthiger Grössen (vergl. z. B. l. c. pag. 282) scheint mir der verwundbarste Punkt der Ansichten Daubrée's zu liegen, wie ich, ohne der Autorität eines so ausgezeichneten Gelehrten irgend zu nahe zu treten, hier offen bekennen muss. Nimmt man aus der Darstellung der betreffenden Flussnetze die Längsthalstrecken weg, dann würde für die Lage und Anordnung der übriggebliebenen Querthäler die Analogie mit den Rissen einer durch Druck oder Stoss zersprungenen Platte wohl nicht mehr so deutlich hervortreten.

Eine gewisse Nachwirkung Beaumont'scher Auffassungen in der Art der Betrachtung der verschiedenen in dem Relief der Erdoberfläche sich darstellenden Directionslinien ist bei manchen Geologen der französischen Schule heute noch unverkennbar.

Auf Einzelheiten will ich bei der Besprechung dieser Ansichten nicht weiter eingehen, denn wollte man alle die von Daubrée beigebrachten Beispiele näher erörtern, so würde dies die Grenzen, die ich mir für diesen Aufsatz stecken musste, allzusehr überschreiten. Hervorheben will ich nur, dass die Hochebene von Charny (Aube) und Courtenay (Loiret) südwestlich von Joigny, die aus mittlerer und oberer Kreide, theilweise auch aus Lappen von Tertiärschichten besteht, ein Thalnetz zeigt, welches sich nicht mehr auf zwei Spaltensysteme zurückführen lässt, sondern (l. c. pag. 277) welches auf vier Hauptrichtungen der Zerreissung sich vertheilt, so dass also eine „polygonale Configuration“ der supponirten Thalspalten zur Darstellung gelangte. Das ist doch wohl bereits eine Ausnahme von den sonst als Regel aufgefassten einfacheren Verhältnissen der rechtwinkeligen Kreuzung, und es wird sich fragen, ob nicht in anderen Fällen, theils bestimmt durch die Natur des Terrains, theils beeinflusst durch die persönliche oder subjective Auffassung eines späteren Forschers, eine noch grössere Complication und Mannigfaltigkeit der Spaltenrichtungen sich als nothwendig herausstellen kann, um die Spaltennatur der betreffenden Flussnetze wahrscheinlich zu machen. Inwieweit die Elasticität der auf experimentellem Wege gestützten Thalspalten-Theorie dies zulässt, darüber habe ich kein Urtheil.

Wohl aber möchte der Umstand, dass gewisse, sogar breitere Thäler westlich der Mosel, nördlich von Briey, welche übrigens ebenfalls (l. c. pag. 277) einem polygonalen Netze angehören, wasserleer sind (l. c. pag. 278), die zugeschriebene Beweiskraft für die Spalten-

natur derselben nicht besitzen, da ja doch fraglich ist, ob die Wasserarmuth dieser Thäler von Anfang an bestand.

Wie aus der neuen Literatur zu schliessen ist, scheinen die Verhältnisse in Skandinavien für die Annahme von Thalspalten ganz besonders verlockend zu sein. Wenigstens hat Kjerulf in dem Schlusscapitel seiner Geologie des südlichen und mittleren Norwegen (übersetzt von Gurlt, Bonn, 1880) diese Annahme deutlich genug befürwortet: „So bilden die grossen Spaltensysteme, welche die Oberfläche zerschneiden, die ersten Grundzüge für das Aussehen der Oberfläche Norwegens. Das geheimnissvolle Netzsystem dieser Linien ist mit unauslöschlicher Schrift ausgeprägt; dieselbe kann wohl eine Zeitlang unbemerkt bleiben, hat man sie aber einmal gesehen, so wird sie der Beobachtung niemals wieder entschwinden. Wie eine mit Moos bewachsene Inschrift auf einer Marmorplatte ist sie da, und zu erkennen. Hier haben alle eingelebten Vorstellungen von Plateaus, schiefen Ebenen und Erosionen aller Art nicht vermocht, die Schrift zu verdecken und der Beobachtung zu entziehen; beseitigen wir sie, so kann das Auge die Schriftzeichen wieder deutlich erblicken, und es kommt dann nur darauf an, dass sie auch in Zukunft alle richtig verstanden werden.“

Wie innig solche Vorstellungen mit der Idee von grossen Katastrophen zusammenhängen, wie schwer sie von der alten Kataklysmenhypothese zu trennen sind, und wie sehr sie unserer modernen Gesammtauffassung von einem ruhigeren Entwicklungsgange der geologischen Vorgänge widersprechen, ergibt sich wohl am Besten aus den polemischen Bemerkungen Kjerulf's gegen einen Theil der älteren Karten Skandinaviens und gegen die Uebersichtskarten, welche man für dieses Land besitzt. Diese Karten sollen die scharfen, den Thalspalten entsprechenden Knickungen nicht genügend wiedergeben (l. c. pag. 333). „Durch solche Uebersichtskarten wird der Blick über das Wesentlichste irregeführt, und es kommen daraus die Theorien von Erosion und Aushobelung durch Eis, durch kleine, Millionen von Jahren andauernde Wirkungen, während die wahren Züge der Natur eine Arbeit andeuten, die vielleicht durch einen einzigen Zusammenpressungsprocess hervorgebracht sein könnte“.

Am Leichtesten würde ich mich vielleicht mit Hartung verständigen, der in seinem Aufsatze über eine Thalspalte in der Berliner Zeitschrift für Erdkunde (1880), anknüpfend an die eigenthümliche trockene Gebirgszerspaltung des Iutulhugget in Norwegen, schliesslich doch nur für die Möglichkeit plaidirt, dass stellenweise Gebirgszerspaltungen den Anlass zu Querthalbildungen gegeben haben können, ohne dabei dieser Spaltenbildung eine grössere als eben locale Bedeutung beizumessen. Die Schilderung, welche Hartung vom Iutulhugget gibt, spricht allerdings sehr dafür, dass man es dort mit einer echten klaffenden Spalte zu thun habe. Der sichtbare Boden dieser Schlucht ist nun freilich wasserleer, und erst am tiefsten Grunde unter der Bedeckung mit Gebirgsschutt und Blockwerk rieselt etwas Wasser, weil ja natürlich in einer Terrainvertiefung, mag sie wie immer entstanden sein, sich atmosphärisches Wasser ansammeln muss, sofern es überhaupt, den klimatischen Verhältnissen entsprechend, in genügender Menge vorhanden ist. Aber gerade der Umstand, dass wir es da mit einer offenen

Spalte zu thun haben, welche nicht von einem Flusse benützt wird, spricht nicht gerade für die Annahme, dass Flüsse für gewöhnlich Gebirgsspalten folgen, um sich ihr Thal in denselben auszutiefen.

Ich habe mich nie gegen die stellenweise Existenz klaffender Spalten überhaupt ausgesprochen. Das hiesse Beobachtungen läugnen wollen. Eine kleinere derartige Spalte, in welcher freilich eine Quelle entspringt, habe ich sogar aus der Gegend oberhalb Abigerm am Demavend beschrieben. (Jahrb. der geologischen Reichsanstalt 1875, pag. 139.) Wohl aber habe ich in meiner ersten, auf Querthäler bezüglichen Arbeit (l. c. pag. 590 bis 592) es für unwahrscheinlich erklärt, dass Vorgänge der Spaltenbildung in dem grossen Maassstabe, wie man ihn anzunehmen genöthigt wäre, um die grosse Anzahl der Querthäler zu erklären, wirklich stattgefunden haben. Ich suchte auch zu zeigen, dass derartige klaffende Spalten schwer als eine normale, von den Gesetzen der Gebirgsbildung und Gebirgserhebung direct abhängige Erscheinung angesehen werden dürften, insoferne, in vielen Fällen wenigstens, auch ein Zusammenpressen und Biegen der Streichungslinien beobachtet werden könne, was der Entstehung gerade klaffender Risse an sich kaum günstig gewesen sein möchte, und insoferne auch andererseits die einer derartigen eventuellen Spaltenbildung nachfolgende Ausfüllung und Verkittung der klaffenden Ritze den gewünschten Effect zu Gunsten der Querthalbildung vereiteln konnte.

Reusch hatte Erdbeben zur Erklärung der Oeffnung derartiger Spalten in Norwegen zu Hilfe genommen. „Die Klüfte und Spalten", schreibt dagegen Hartung, (l. c. pag. 177), „welche gegenwärtig die schroffen Seitenwände und neben denselben die Gebirgsoberfläche durchsetzen, konnten auch ohne Erdbebenerschütterung einfach dadurch entstehen, dass die wuchtigen, von Kluftflächen durchzogenen Felsenmassen der Sandstein- und Conglomeratschichten am Rande der Schlucht der seitlichen Stützung beraubt waren und in Folge dessen hie und da in Sprüngen aufbarsten." Wenn man den Factor der Schwere bei der Erklärung klaffender Spalten zu Hilfe nimmt, und es ist ja kaum zu läugnen, dass schliesslich an jedem mehr oder weniger steilen Gehänge die Schwere der Massen Zerreissungen derselben hervorruft, dann ist klar, dass gewisse, eben durch die Thalfurchen bewirkte oder dargestellte Terrainunebenheiten bereits bestehen mussten, ehe die Einwirkung jenes Factors zur Spaltenbildung führen und damit der Thalbildung Vorschub leisten konnte. Hat man aber bereits mit Thälern zu thun, die als etwas vorher Gegebenes betrachtet werden, dann braucht man auch eine später eintretende Zerreissung der Gebirgsmassen nicht mehr, um den Process des Anfanges der Thalbildung im Sinne eines allgemeinen Gesetzes zu erläutern, denn die Betrachtung dieser secundären Erscheinung würde uns bei den Erklärungsversuchen der vorausgängigen Thalbildung im Stiche lassen.

Sobald ein Gebirge mitsammt den für die Querthäler erforderlichen Spalten nicht mit einem Male fix und fertig dastand, konnte wohl an die Benützung derartiger Spalten durch die Flüsse nicht gedacht werden, und wir haben gesehen, dass in dieser Richtung wenigstens Kjerulf vor den Consequenzen seiner Ansicht nicht zurückgeschreckt ist. Dagegen schreibt Hartung (l. c. pag. 181): Mit seinem

Gefolge von Hebung, Senkung, Schichtenfaltung und Verwerfung gilt der Mechanismus der Gebirgsbildung gegenwärtig allgemein als eine langsam und allmälig wirkende Kraft, aber trotzdem mag diese in Folge angesammelter Spannungen zuweilen örtlich und zeitlich Vorgänge anbahnen, die einen rascheren Verlauf nehmen. Auf solche Vorgänge, die nicht, wie man früher lehrte, im Gebirgskörper mit einem Schlage die Thalwege öffneten, sondern vielmehr hier früher, dort später, an den meisten Orten gar nicht statthatten, konnte das Wasser, das zu allen Zeiten fliessen musste, natürlich nicht warten."

Im Hinblick auf diese Vorstellung gesteht sodann Hartung die stellenweise Berechtigung der von mir vertretenen Ansichten über die Bildung von Querthälern zu, und da es mir nie eingefallen ist für diese Ansichten eine ganz absolute Geltung zu beanspruchen, so darf ich andererseits auch eine, wenngleich nur sehr locale Geltung der Spaltentheorie für die Erläuterung gewisser Vorkommnisse mir gefallen lassen.

Ich kann mich also wenigstens principiell mit Hartung verständigen, und zwar um so leichter, als derselbe Forscher in einem früheren Aufsatze betitelt: Beitrag zur Kenntniss von Thal- und Seebildungen (Zeitschr. für Erdkunde, Berlin 1878 pag. 265—333) sehr wichtige Mittheilungen über die Vorgänge bei der Thalbildung durch Erosion gemacht und diese letztere in ihrer Bedeutung vielfach gewürdigt hat. Er sprach es (l. c. pag. 277) aus, dass Alle, welche eingehend mit den geognostischen Verhältnissen vulkanischer Gebirge sich befassten, früher oder später zu der Ueberzeugung gelangten, dass die Erosion auch ohne Beihilfe einer anderen Kraft allein im Stande ist, tiefe und weite Thäler „auszuwaschen" und in einem andern Abschnitt seiner Arbeit zeigte er, „wie selbst da, wo die Bergformen durch Faltung und Zerberstung von Schichtenfolgen entstanden, die Erosion es war, welche, ähnlich wie auf den vulkanischen Gebirgen, nur in anders vorgezeichneten Entwässerungsgebieten Thalbildungen schuf." (l. c. pag. 295.) Wenn er aber dann in einem anderen Capitel derselben Arbeit (betitelt Thalspalten) zu der Ansicht gelangte, dass in einer Anzahl von Fällen denn doch gewisse Thäler in ihrer Anlage durch Spaltenbildung bedingt worden seien, so hat er bei der Beweisführung für diese Ansicht sich theilweise gerade auf Beispiele gestützt, die vorderhand überhaupt zu den im Sinne einer jeden Theorie schwieriger zu deutenden Erscheinungen gehören, womit ich freilich auch der von mir vertretenen kein besonderes Compliment zu machen scheine.

Ob indessen hierin ein Zugeständniss der Schwäche im Hinblick auf alle unsere bisherigen Erklärungen des Thalbildungsprocesses liegen mag oder nicht, so darf doch nicht übersehen werden, dass die analytische Betrachtung eines solchen Processes nicht unmittelbar an die scheinbar verwickelsten Phänomene anknüpfen sollte, oder besser gesagt, dass sie im Recht bleibt sich an der Entwirrung einfacherer Verhälnisse auch weiterhin zu versuchen, selbst wenn sie vor schwierigeren Aufgaben Halt machen muss.

Es handelt sich um gewisse tiefe Binnenseen, deren Grund mehr oder weniger tief unter dem Meeresspiegel liegt, und vor Allem, um das todte Meer mit der merkwürdigen sogenannten Jordanspalte.

Ganz im Allgemeinen betrachtet könnte man sich principiell immerhin vorstellen, dass durch eine relative Senkung eines ganzen Gebietes Thalbildungen, die von Flüssen vor Eintritt jener Senkung ausgefurcht wurden, unter den Meeresspiegel gelangen. So werden ja die Fjorde von Vielen als vom Meere nicht erodirte, sondern inundirte Thäler aufgefasst.

Im Besonderen würde dann freilich immer gezeigt werden müssen, dass die Annahme einer derartigen Senkung aus anderweitigen Gründen zulässig ist. Bei Längsthälern, welche in ihrer Entstehung durch die Gebirgsbildung, durch den Faltenwurf von Schichten bedingt sind, ist übrigens die Annahme solcher allgemeiner Schwankungen im Verhältniss zum Meeresspiegel möglicherweise nicht einmal nothwendig, insofern die Entstehung von Falten und somit von zwischen solchen Falten gelegenen Depressionen vielleicht auch unter dem Niveau des Meeresspiegels vorsichgehend gedacht werden kann.

Mögen sich aber diese Dinge wie immer verhalten, so wird es doch, wie gesagt, nicht leicht sein, die von Hartung erwähnten Fälle sofort in eine völlig klare Beziehung zu unserem Problem zu bringen. Ich übergehe die Beispiele gewisser skandinavischer und italienischer Seen und wende mich zur Besprechung des ausgeprägtesten der citirten Vorkommnisse, um meine Behauptung zu illustriren. Das ausgeprägteste diesbezügliche Vorkommniss ist aber das todte Meer mit dem Thallauf des Jordan, insofern sogar dieser letztere zum allergrössten Theil unter dem Meeresspiegel gelegen ist, während jene schwedischen und italienischen Seen wenigstens mit ihrem Wasserspiegel über das Meeresniveau hervorragen. Es hat dieses Beispiel auch noch den Vortheil, dass wir bei seiner Discusion vor einer noch weitergehenden Verwicklung der Frage durch die Berücksichtigung etwaiger Hypothesen über Aushobelung von Terrainfurchen durch Gletscher geschützt sind.

Insofern nun die sogenannte Jordanspalte (l. c. pag. 326) „sich darstellt, als die südliche Fortsetzung einer Thal- oder Muldeneinsenkung, welche zwischen dem Libanon und Antilibanon herabzieht", gehört sie in die Kategorie der Längsthäler, und würde uns hier bei Besprechung des Problems der Querthalbildung eigentlich gar nichts angehen. Doch beruft sich Hartung auf die Beobachtungen von O. Fraas, wonach zwar in den genannten höheren Gebirgen Schichtenstörungen vorkommen, dagegen zu beiden Seiten des Jordanthales und des todten Meeres ganz horizontale Lagerung herrscht. „Gerade da aber ist die Thalspalte eingeborsten und somit klar gelegt, dass Schichtenaufrichtung und eigentliche Gebirgserhebung einerseits, sowie Spaltenbildung andererseits durchaus nicht unmassgeblich zusammen gehören, sondern ganz gesonderte, von einander unabhängige Vorgänge sein können." Weil also in einem Falle, wie dieser, nach der Meinung des verdienten Autors eine Spaltung in grossartigstem Massstabe die Veranlassung zu einer Thalbildung gegeben habe, so dürfe man die Existenz von Spaltenthälern nicht überhaupt läugnen, und erkennt man dies an, dann könnte natürlich auch bei echten Querthälern stellenweise an Spalten gedacht werden.

Hartung ist offenbar der Meinung, dergleichen sei öfter der Fall als man glaubt:

„Wenn selbst in der Jordanspalte, obschon dieselbe auf einer so beträchtlichen Strecke vom Wasser unbedeckt zu Tage liegt, die Art und Weise, wie die Thalspaltenbildung vor sich ging, noch nicht endgiltig festgestellt werden konnte, so darf man nicht erwarten, bei anderen, weniger typisch ausgeprägten und günstig gelegenen Vorkommnissen äusserlich unzweideutige Merkmale aufzufinden.“ Dieser Mangel eines directen Beweises für die Spaltennatur des Jordanthales dient nun freilich nicht dazu, die Idee einer häufigen Vertretung von Spaltenthälern in unseren Gebirgen sehr zugänglich zu machen. Immerhin jedoch bleibt für den gegenwärtigen Standpunkt unserer Kenntniss bezüglich der Entstehung des todten Meeres sammt der Thalfurche des Jordans noch Vieles räthselhaft.

Hartung scheint (l. c. pag. 328) geneigt, an einen Einsturz im Bereiche des todten Meeres zu denken, der die Spalte verursacht habe, und zwar möchte er die Ursache eines derartigen Einsturzes in unterirdischen Hohlräumen vermuthen, welche durch die ursprünglichen tektonischen Vorgänge bei der Entstehung der betreffenden Gebirge, entsprechend den allgemeinen Gesetzen der Gebirgsbildung, bedingt sein konnten. Die Entstehung solcher tektonischer Hohlräume ist nun aber gerade für diese durch die Horizontalität der Schichtenstellung ausgezeichnete Gegend nicht eben wahrscheinlich. Andererseits lässt sich ja nicht übersehen, dass auch unabhängig von derartigen, vorläufig noch etwas dunklen Vorgängen, die sich auf Hohlräume beziehen, welche bezüglich der Ursache ihrer Entstehung ganz hypothetisch sind, in den localen Verhältnissen Palästina's mancherlei Vorbedingungen für locale Einsturzerscheinungen vorhanden sind. Die grosse, an den Karst erinnernde Zerklüftung und Durchhöhlung jenes Gebirgslandes ist von O. Fraas ganz besonders betont worden, und ausserdem sind in der Umgebung des todten Meeres mächtige Salzstöcke bekannt, deren partielle Auslaugung ja schliesslich auch zu Einstürzen hätte führen können. Ich kann allerdings nicht entscheiden, inwieweit die Inanspruchnahme derartiger Processe ausreichen würde, um die Grösse der beobachtbaren Effecte zu erklären. Geben wir aber auch die Möglichkeit eines riesigen Einsturzes im Bereiche des todten Meeres aus irgend welcher Ursache zu, dann bliebe noch weiter zu erörtern, ob das Bett des Jordan desshalb schon selbst als Spalte aufzufassen wäre, oder ob nicht die durch einen derartigen Einsturz bedingte Vertiefung ein Tieferlegen des Jordanthallaufes im Wege einfacher Erosion hätte zur Folge haben können. Hierbei wäre dann wieder in Anschlag zu bringen, dass andererseits, nachdem der See bereits fertig war, auch eine beispielsweise von klimatischen Ursachen hervorgerufene Abnahme des Wassers in jenen Gegenden und ein derart bedingtes Sinken des Seespiegels nicht minder ein Tieferlegen des Jordanbettes hätte bewirken müssen. Es könnte sogar schwer sein, derartige sich summirende Wirkungen dem Grade ihrer relativen Bedeutung nach zu schätzen.

Was den Zeitpunkt der Entstehung der sogenannten Jordanspalte anlangt, so meint Hartung, derselbe sei nach dem Umstande zu beurtheilen, dass nach Lartet Nummulitenbildungen in jenen Gegenden nur eine spärliche Verbreitung haben, nach Fraas aber

das Tertiär im Bereich der betreffenden Spalte gänzlich fehle. Der letztere sagt (Aus dem Orient, Stuttgart 1867, pag. 73), es sei „die ganze Jordanspalte mit der Versenkung des todten Meeres älter als die Ablagerung des Tertiärs, das in der ganzen Gegend vom Libanon bis nach Egypten fehlt.“ Lartet war sogar der Ansicht „das todte Meer habe zu keiner Zeit in irgend einem Zusammenhange mit dem Ocean gestanden“ (Fraas l. c. pag. 74).

Dagegen hat M. Neumayr anknüpfend an gewisse Mittheilungen Steindachner's über die innigen Beziehungen der Fischfauna des Jordan mit der des Nil die Vermuthung von einem einstigen Zusammenhange des Jordan mit dem Nil ausgesprochen. (Siehe: Zur Geschichte des östlichen Mittelmeerbeckens, in der Sammlung gemeinverständlicher Vorträge von Virchow und Holtzendorff, Heft 392, Berlin 1882, pg. 20 und vergleiche darüber Denkschr. d. Wiener Akademie der Wiss. 40. Band, die Insel Kos, pag. 282).

Das würde nun doch einen wenigstens indirecten einstigen Zusammenhang des Jordan's mit dem Ocean durch Vermittlung des Nil in dem Sinne bedeuten, dass der Jordan einst nicht dem Wassergebiete eines geschlossenen Binnensees angehörte, und da die Aufhebung dieses Verhältnisses von Neumayr in die diluviale Zeit versetzt wird, so wäre zwar nicht die Entstehung des Jordanthales an sich, aber doch die Entstehung des todten Meeres als eines geschlossenen, abflusslosen Binnensees jünger, als dies von Fraas angenommen wurde.

Es würde sich nur darum handeln, zu ermitteln, welchen Ursachen man die Aufhebung jenes vorausgesetzten einstigen Zusammenhanges zuschreiben darf. Das Thal des Jordan selbst aber könnte man in seiner Haupterstreckung als ein vor dem Eintreten dieser Ursachen ohne besondere Spaltenbildung entstandenes, durch Erosion vertieftes, in einem annähernd flachgeschichteten Gebirge verlaufendes Längenthal auffassen. Es hätte freilich zur Zeit, als der von Neumayr befürwortete Zusammenhang mit dem Nil stattgefunden haben soll, nicht so absonderlich tief unter dem Meeresspiegel liegen dürfen, wie heutzutage. Jetzt besitzen wir in diesem Thal die tiefste bekannte Depression der Erde. Schon der noch dem mittleren Laufe des Jordan angehörige See von Genazareth liegt 191 Meter unter dem Meeresspiegel, und die Wasserfläche des todten Meeres liegt sogar 394 Meter unter dem letzteren. Die grösste ermittelte Tiefe der ganzen Einsenkung wird sogar zu 742 Meter unter dem Meeresspiegel angegeben. Auch wären die alten Fluthmarken und die Höhe der alten Geschiebeansammlungen um das todte Meer und am Jordanthale zu berücksichtigen, welche nach Fraas sich in der Umgebung des todten Meeres zwar zu der respectablen Höhe von 300 Fuss über den Spiegel dieses Sees erheben, aber doch erkennen lassen, dass der höchste einstige durch Spuren erkennbare Wasserstand dieses Sees, der nach Neumayr doch wohl vor der Diluvialzeit nur eine Verbreiterung des mit dem Nil sich irgendwie verbindenden Jordanlaufs gebildet haben könnte, noch immer fast 1000 Fuss unter dem heutigen Meeresspiegel sich befindet. Wie soll nun solch' ein Fluss es angestellt haben, um in das Meer oder den Nil zu fliessen ohne bergauf zu laufen?

Nun könnte wieder Jemand kommen, dem grosse Schwankungen des Meeresspiegels ein Leichtes sind und vielleicht den Nachweis versuchen, dass das Meer sich an den Küsten Palästina's seit jener Zeit der Aufhebung der Vereinigung des Jordan und Nil um mehr als 1000 Fuss erhoben habe (ohne freilich dabei sich gegen die Höhenverhältnisse des unteren Nilgebietes im Gegensatze zu jener Zeit wesentlich verschieden zu verhalten [1]), so dass immerhin die Möglichkeit einer einstigen Abwärtsbewegung des Jordan, wenn schon nicht in den Nil, so doch in's Meer gerettet bliebe, und, Scherz bei Seite, man kann ja, wenn man Schwankungen des Meeresspiegels überhaupt zugibt und zugeben muss, sich principiell ganz gut ein Zusammentreffen von Umständen derart denken, dass gewisse, später aus irgend einem Grunde abgesperrte Thalfurchen zur Zeit ihrer einstigen Oeffnung über dem damaligen Meeresspiegel lagen und dann nach geschehener Absperrung bei erhöhtem Stande des Meeresspiegels als Depressionen fortexistiren, welche um einen gewissen Betrag unter dem erhöhten Meeresniveau gelegen sind. Dergleichen wird namentlich dann vorkommen können, wenn das betreffende Continentalgebiet nach vollzogener Absperrung einer solchen Terrainfurche an Masse beträchtlich wächst und somit in Folge von Attraction ein Ansteigen des Meeresspiegels um den Continent herum bewirkt wird. (Vergl. Hann, Mitth. d. geogr. Ges. Wien 1875, pag. 555.)

Man könnte aber auch die Annahme einer allgemeinen, in den Bodenverhältnissen beruhenden, gleichmässigen Senkung des ganzen Gebietes, in dem der Jordan sich bewegt, zu Hilfe nehmen, um die heutige tiefere Lage der Depression des todten Meeres wenigstens theilweise zu erklären. Diese Senkung könnte man sich dann im Zusammenhange mit den Vorgängen denken, welche nach Neumayr das Verschwinden ganzer Gebirge in der Gegend des heutigen Nildelta seit der Diluvialzeit bewirkt haben. Freilich wäre dann wieder zu untersuchen, wie sich diese Senkung zu den von Fraas (l. c. pag. 45) behaupteten heutigen Hebungserscheinungen an der Küste Palästina's verhalten möchte. Nehmen wir nun noch dazu, dass gemäss den neuesten Ansichten von Suess seculare Hebungen und Senkungen überhaupt nicht vorkommen, so müssen wir eingestehen, bei der Betrachtung der Jordanspalte einem wahren Rattenkönig widerstreitender Meinungen uns gegenüber zu finden. Mehr wollte ich auch gar nicht beweisen.

Wohin wir also auch blicken, wie immer wir die Sache drehen und wenden mögen, die sogenannte Jordanspalte bleibt vorläufig ein Räthsel, ein Problem für sich, dessen Lösung vielleicht durch die Intervention mancher Forscher mehr verwickelt, als nahe gerückt worden ist. Ich wenigstens habe bisher nicht vermocht, weder aus den vorliegenden Mittheilungen, noch aus den im Anschluss daran entwickelten Ansichten mir eine klare Vorstellung von den Vorgängen zu bilden, welche bei der Herstellung dieser merkwürdigen Terrainbildung bestimmend gewesen sind. Die Verhältnisse, um deren Entwirrung es

---

[1]) Die Senkungserscheinungen am Nildelta sind im Vergleich zu den Anforderungen dieser Betrachtung doch von sehr geringem Betrage.

sich handelt, und die wir augenscheinlich noch gar nicht in ihrer Gesammtheit überblicken, sind jedenfalls recht complicirte, und es muss fragwürdig erscheinen, ob man gerade derartige Beispiele schon jetzt bei der Discussion des Problems der Thalbildung zu Gunsten der einen oder der anderen Theorie verwenden kann, wenn ich auch bereitwillig zugestehe, dass es erwünscht sein müsste, wenn eine spätere Forschung das Problem der Entstehung derartiger Depressionen aufhellen und in eine regelrechte Beziehung zu den allgemeinen Anschauungen über Thalbildung setzen könnte. Unter allen Umständen sind desshalb die Geographen und Geologen Herrn Hartung zu Dank verpflichtet, dass er die Aufmerksamkeit auf einen so wichtigen Gegenstand gelenkt hat.

Das wären die wenigen Bemerkungen, die ich bezüglich der neuerdings zu Gunsten der alten Spaltentheorie geltend gemachten Argumente mir erlauben wollte. Freunde dieser Theorie möchte ich noch auf ein hauptsächlich die diesbezüglichen Verhältnisse Irlands behandelndes Buch von Kinahan aufmerksam machen. (Valleys and their relation to fissures, fractures and faults, London 1875, bei Trübner).

Etwas ausführlicher muss ich der Besprechung einer anderen neuen Theorie mich widmen, welche, im directen Gegensatz zu den Darlegungen meines ersten, die Frage der Querthäler behandelnden Aufsatzes, mitgetheilt wurde. Da diese neue Theorie gleich der von mir vertretenen Anschauung auf der Berücksichtigung der Erosion in erster Linie basirt, so handelt es sich scheinbar um einen Streit zwischen Anhängern derselben Sache, oder gewissermassen um eine Familienangelegenheit, welche nur die Freunde der Erosion betrifft. Inwieweit aber hierbei nur ein untergeordneter Zwiespalt zwischen etwas verschiedenen Nuancen gleichsam derselben Farbe, oder in wiefern eine tiefer liegende Differenz der Anschauungen in Betracht kommt, mögen die folgenden Seiten erläutern helfen.

Herr Löwl verzeiht mir wohl die lange Einleitung. Indessen ich bin gerade durch ihn veranlasst worden der ganzen Thalbildungsfrage auch im Allgemeinen wieder näher zu treten. Sein Aufsatz über die Entstehung der Durchbruchsthäler (Petermann's Mitth. 1882, pag. 405) gibt sich zwar von vornherein als einen Angriff auf die in meinen früheren Bemerkungen bezüglich der Querthäler ausgesprochenen Ansichten zu erkennen, ist aber dabei im Gegensatze zu anderen mich berührenden polemischen Darstellungen mit so rein sachlicher Kritik geschrieben und berührt theilweise so wichtige, früher wenig betonte Gesichtspunkte über das fragliche Problem, dass ich nicht umhin kann, ihm meinen Dank für die erneute Anregung des Gegenstandes auszusprechen.

Wenn er sagt, meine erwähnten Ausführungen hätten zu der scheinbar einzig möglichen Lösung unseres Problems geführt und seien der modernen Auffassung von der allmäligen Erhebung der Gebirge in so ansprechender Weise entgegengekommen, dass man beinahe mit Bedauern zu ihrer Widerlegung schreite, so darf ich versichern, dass es mir umgekehrt gerade der Sachlichkeit seiner Einwände wegen ein besonderes Vergnügen bereiten würde, mit ihm den Gegen-

stand ausführlicher zu discutiren. Ich muss mich leider beschränken und setze voraus, dass Herrn Löwl die Lage, in der ich mich befinde, nicht unbekannt ist. Wollte ich allen den verehrten Herren gerecht werden, welche sich in nicht zustimmender Weise mit meinen verschiedenen Publicationen beschäftigt haben[1]), so bliebe mir allzuwenig Zeit, um meinen sonstigen Verpflichtungen nachzukommen, und die Rückstände in dem mir vorliegenden Arbeitsmaterial würden sich in einer Weise häufen, die mir persönlich wenigstens nicht gleichgiltig ist. Ich werde desshalb, ohne gerade auf alle vorgebrachten Beispiele näher einzugehen, vorwiegend nur die principielle Seite der von Löwl erhobenen Einwände hier zu prüfen versuchen, und überlasse es getrost der späteren Forschung, wie sie mit der auf's Neue verwickelter gewordenen Querthalfrage sich abfinden wird.

Ich constatire zunächst, dass Herr Löwl in einem Cardinalpunkte mit mir übereinstimmt, dass nämlich der Spaltenbildung durch tektonische Vorgänge bei der Entstehung der Durchbruchsthäler nur eine geringe, oder ausnahmsweise Bedeutung beigemessen werden kann, und es ist mir lieb, neben dem hier ebenfalls zu nennenden hochverdienten Heim zur Begründung dieser Auffassung beigetragen zu haben, welche den Beifall Löwl's gefunden hat.

Der letztere pflegt in seinem Aufsatze meine sogenannte Theorie der Querthäler in der Regel als Erosions-Theorie zu bezeichnen. Seinerseits nimmt er aber ebenfalls die Erosion oder Auswaschung jener Thäler zur Erklärung der betreffenden Erscheinung in Anspruch. Der Gegensatz, in dem wir uns befinden, ist, um es gleich hier zu sagen, nur darin zu suchen, dass nach meiner Auffassung die Erosion im Wesentlichen von oben nach unten, nach seiner Ansicht aber im Wesentlichen von unten nach oben wirkt. Es könnte Einem die Bedeutung dieses Gegensatzes etwa so vorkommen, wie die des bekannten rituellen Gegensatzes zwischen Schiiten und Sunniten, insofern die Einen bei ihren religiösen Waschungen sich die Hände von oben nach unten, die Anderen von unten nach oben zu waschen pflegen, wobei aber doch schliesslich das Waschen selbst, oder das Gewaschenwerden die Hauptsache ist. Die Differenz der beiden Vorstellungsweisen liegt indessen in unserem Falle insofern etwas tiefer, als, je nachdem Herr Löwl oder ich Recht behalten wird, die ältesten Thalstrecken eines Flusslaufes im Allgemeinen entweder mehr in den unteren, oder mehr in

---

[1]) Nach und nach hoffe ich einiges Diesbezügliche berücksichtigen zu können. Alles wäre zu viel für Jemanden, dem nicht geschäftige Freunde zur Verfügung stehen. Wer sich für die Geschichte der Wissenschaft interessirt und sich demgemäss auch über die Natur gewisser Strömungen im Bereich der österreichischen geologischen Forschung unterrichten will, dem empfehle ich dringend die aufmerksame Lectüre der von Professor R. Hörnes redigirten letzten Jahrgänge der Berichte über die Fortschritte auf dem Gebiete der Geologie (Köln und Leipzig). Diese Publication hat eine grosse symptomatische Bedeutung, die sich vielleicht nicht bloss auf die wissenschaftlichen Kreise von Gratz beschränkt. Da der gelehrte Professor, der dort über die Fortschritte der Geologie zu Gericht sitzt, es übrigens in einer seiner andern Schriften für gut gefunden hat, mich als Anfänger, sich und seine Freunde aber als Meister des Faches hinzustellen, so wird er begreiflich finden, wenn ich zögere mich unter so ungleichen Verhältnissen mit seinen Auslassungen eingehender zu beschäftigen.

den oberen Theilen eines solchen Flusslaufes gesucht werden müssen. Auch werden wir sehen, dass eine gewisse Verschiedenheit der Auffassung bezüglich der Schnelligkeit, mit der sich Gebirge erheben, hier zum Ausdruck gelangt.

Mangel an Zeit und Raum gestattet nicht, zur Orientirung des Lesers auf eine weitläufige Wiederholung des Inhalts meiner früheren Ausführungen einzugehen, und ich bitte also dieselben nöthigenfalls zu vergleichen. Nur eine Thatsache will ich gleich zu Anfang hervorheben, dass es mir nämlich als etwas Selbstverständliches erschienen ist, dass wenigstens in vielen Fällen die untersten Strecken eines Flusslaufes jünger sind, als die oberen.

Alle Flüsse, welche sich in einem gegen das Meer zu anwachsenden Land bewegen, scheinen dies zu beweisen. Wenn z. B. O. Böttger die Tertiärschichten von Pebas am oberen Marañon (Jahrb. d. geolog. Reichsanst. 1878, pag. 503) für eine brakische Bildung am ehemaligen Unterlauf des Amazonenstromes hielt, so würde das doch bedeuten, dass der grösste Theil des Laufes dieses Stromes, nämlich von Pebas bis zur heutigen Küste jünger ist, als derjenige Theil des Stromlaufes, welcher oberhalb Pebas liegt, und zwar um so jünger, je näher der Küste. Das ist ein Beispiel für den einfachsten Fall der Betrachtung, welche wir bezüglich des relativen Alters der einzelnen Thalstrecken anstellen können.

Nun freilich wird die Sache verwickelter, sobald es sich nicht mehr um den Abfluss eines Stromes auf einer ununterbrochenen, schwach geneigten Ebene handelt, sondern um das Eintreten eines Flusses in eine Region der Gebirgsaufrichtung. Da kann die Frage entstehen, ist das vom Fluss durchbrochene Gebirge älter als der Fluss oder jünger?

Die von mir vertretene Vorstellung, wonach die Erosion auf ein Gebirge mit dem Moment seiner Emporhebung beginnen musste und wonach die von einem älteren Festlandskerne ausgehenden Wasserläufe oft Gelegenheit finden konnten, sich in solche Landmassen einzuschneiden, welche einer weiteren Hebung entgegengingen, so dass also die Vertiefung eines Querthales mit der fortschreitenden Erhebung einer von demselben durchsetzten Kette mehr oder weniger leicht gleichen Schritt halten konnte, wird nach den von mir beigebrachten Beispielen aus den Karpathen, dem Alburs und dem Himalaya von Löwl als scheinbar möglich zugestanden, oder vielmehr es wird gesagt, dass die betreffenden Beispiele immerhin für jene Vorstellung verwendet werden könnten, wenn nicht in anderen Fällen die ganze Theorie unzulässig erschiene. „Es gibt aber auch“, fährt Löwl fort, „Gebirge, welche weit älter sind als ihre Querthäler, in denen also die Ausspülung der letzteren erst nach dem Abschlusse der Faltung eingeleitet wurde.“

Unter den diesbezüglichen Fällen, welche gegen meine Anschauungsweise sprechen sollen, wird vor Allem der Durchbruch der Donau durch das serbisch-Banater Gebirge hervorgehoben, und zwar geschieht dies mit besonderem Geschick, indem mein verehrter Gegner sich dabei speciell auf meine eigenen früheren Untersuchungen dieses Gebirges stützt. Durch die seit einer Reihe von Jahren im Banat von Seite der ungarischen geologischen Anstalt, insbesondere von Boeckh durchge-

führte sorgsame Detail-Aufnahme, wurde allerdings in nicht wenigen Fällen eine Bestätigung meiner anderwärts bisweilen bestrittenen Deutungen und Auffassungen der dortigen Verhältnisse gewonnen, so dass es wieder erlaubt sein mag, diese Deutungen zu benützen. Ich freue mich darüber nicht wenig, allein zur Beurtheilung der vorliegenden Frage reicht die Bezugnahme auf die in den betreffenden Arbeiten dargestellten Thatsachen keineswegs aus.

Gestützt auf die theilweise Kenntniss beider Ufer der Donau in jenen Felsengen oberhalb des eisernen Thores und namentlich auf die Beobachtung der dortigen Katarakte war mir allerdings die Eigenschaft des Donaulaufs daselbst als eines reinen Erosionsthales zur Gewissheit geworden. Dieser Ansicht ist auch nie direct widersprochen worden, und Herr Löwl thut dies ebensowenig. Ueber die Art freilich, wie jene Erosion von Statten gegangen sei, darüber hatte ich vor 10 oder 12 Jahren keine Veranlassung, mich auszusprechen. Wer dies damals gewollt hätte, hätte nicht blos die tektonischen Verhältnisse der von mir beschriebenen Theile jener Landschaft, sondern im grösseren Style die Gesammtheit der tektonisch wichtigen Erscheinungen auch in der näheren und weiteren Umgebung jenes Gebietes berücksichtigen müssen. Dieser Nothwendigkeit hätte sich heute jedoch Löwl nicht entziehen dürfen, wenn ihm darum zu thun war, den Durchbruch der Donau als in meine Theorie nicht passend darzustellen. Statt dessen begnügt sich derselbe mit folgender Beweisführung:

„Seit der Ablagerung der oberen Kreide, welche nicht wie die anderen mesozoischen Formationen zwischen den krystallinischen Schiefern eingekeilt ist, sondern diese unmittelbar überlagert, fanden keine nennenswerthen Störungen mehr statt. Das Donauthal war damals noch nicht vorhanden, es wurde, wie die neogenen Bildungen in den höheren Theilen des Gebirges beweisen, erst nach der Tertiärzeit eingeschnitten.“ Also mit anderen Worten, das Gebirge war fertig, dann kam erst die Erosion des Donaulaufes hinzu.

Die Anschauungen Löwl's ergeben nun, wenn ich hier auf spätere Theile seiner Ausführungen vorgreifen darf, zweierlei Auswege, um eine derartige Erosion ohne die auch von mir perhorrescirte Spaltenbildung zu erklären. In dem einen Falle konnte durch die von ihm besonders befürwortete und meiner Theorie entgegengestellte rückläufige Erosion von unten her das Gebirge allmälig durchgenagt werden, bis die heutige Thalstrecke schliesslich nach der ungarischen Ebene zu offen war, in dem anderen Falle jedoch konnte ein die letztere Ebene erfüllender See schliesslich zum Ueberlaufen kommen und nunmehr das Werk der Erosion von oben her beginnen. Dieser letzte Fall, in Bezug auf seine allgemeine theorethische Möglichkeit betrachtet, ist von mir niemals principiell bestritten worden. Ich bin nur immer der auch von Löwl getheilten Meinung gewesen, dass er relativ selten Geltung erlangt hat. Nun aber (l. c. pag. 409) ist Löwl geneigt, für die Erklärung des Donaudurchbruches gerade der Hypothese von der Entwässerung eines Seebeckens den Vorzug zu geben. Das Beispiel der Donau beweist also im Sinne von Löwl's eigenen Ausführungen zunächst gar nichts gegen meine Theorie und ebenso wenig etwas für die andere Theorie von der rückläufigen Erosion, weil es eine ausserhalb beider

Theorien stehende und dabei von beiden Theorien nebenher zugelassene Erklärung eines speciellen Verhältnisses in Anspruch nimmt.

Dies vorausgeschickt, will ich aber gar nicht behaupten, dass ich mich mit der Idee so ohne Weiters befreunde, die Donau habe die ungarische Ebene einst zum Seebecken gestaltet und habe dann später durch Ueberfluthung des sie von der Richtung nach dem Meere abschliessenden Gebirgswalles sich einen erst später allmälig vertieften Ausgang eröffnet. Wollte man das glauben und wollte man sich mit Löwl die Gebirgsumwallung des pannonischen Beckens und seiner Dependenzen vor dem Durchbruch des Stromes als fertig und später nicht weiter gehoben vorstellen, dann wäre zunächst zu untersuchen, warum jener Strom gerade zwischen Bazias und Turn-Severin sich als Abfluss des supponirten Sees entwickelte, und ob nicht anderwärts der Uferwall jenes Sees niedriger und für die Ueberfluthung geeigneter gewesen sein könnte, etwa an gewissen Stellen der galizisch-ungarischen Karpathen oder oberhalb der Depression des Morawathales in Serbien an der Wasserscheide gegen den Timok zu.

Ferner müsste man versuchen, die etwaigen Beweise zu prüfen, welche aus anderen Gründen für die geforderte grossartige Wasserbedeckung des pannonischen Beckens in jüngster Zeit sprechen. Die einst in älterer Zeit von Richthofen vertretene Ansicht von einem ungarischen Diluvialmeer[1]) dürfte von dem Urheber derselben heute kaum mehr aufrecht erhalten werden, da er selbst uns gelehrt hat, die Natur der Beckenausfüllungen, um die es sich dabei handelt, ganz anders zu deuten, und was die jüngeren tertiären Bildungen anlangt, aus welchen wir uns über die aufgeworfene Frage Vorstellungen ableiten können, so will ich hier nur an die oft grossen faunistischen Verschiedenheiten der sogenannten Paludinenschichten und ihrer Aequivalente innerhalb des pannonischen Beckens erinnern um die Vorstellung discutirbar zu machen, dass sich im Bereiche dieses Beckens schon zur Zeit dieser Paludinenschichten keine zusammenhängende Wasserfläche mehr befand. Soll ich denn noch an den jedem österreichischen Geologen wohlbekannten Belvedereschotter erinnern, der uns (natürlich nur unter der Voraussetzung seines angeblich fluviatilen Ursprunges) beweist, dass es in dem so innig mit dem ungarischen Becken verknüpften Wiener Becken am Ende der Miocänzeit schon Flüsse, folglich festes Land gab, und dass man, wenn man die verschiedenen hier in Betracht kommenden hypsometrischen Verhältnisse bezüglich der Position des Belvedereschotters und eventuell der Gebirge von Pressburg und Hainburg vergleicht, unmöglich die Vorstellung von einem zur Ueberfluthung seiner Gebirgsumwallung befähigten ungarischen See in jener Zeit gewinnen kann!

Wir sehen also, was für Schwierigkeiten sich uns in dem gegebenen Beispiel entgegenstellen, wenn man die Gebirge sich als etwas fertig Gegebenes denkt. Die Ausnagung des bewussten Donaudurchbruches durch einen überfluthenden See von oberhalb, wie das Löwl gern annehmen möchte, ist nicht wahrscheinlich, die Ausnagung des-

---

[1]) Siehe Jahrb. d. geol. Reichs-Anstalt 1859, pag. 459 und vergleiche auch Suess, Jahrb. geol. Reichs-Anstalt 1858, Verhandlungen pag. 100.

selben Durchbruches durch rückwärts schreitende Erosion von unten herauf, durch welche schliesslich das serbisch-banater Gebirge durchbrochen und das Wassergebiet der pannonischen Ebene angezapft werden konnte, bliebe dann im Sinne Löwl's noch zur Erklärung übrig. Nun aber wird Niemand behaupten wollen, dass die eventuellen Effecte einer solchen rückläufigen Erosion gleichsam über Nacht zu einem sichtbaren Ausdruck gelangen können. Wenn ich es Jedem überlasse, die thunlichste Beschleunigung diesen Wirkungen zuzuschreiben und sich den einstigen Fluss, welcher am Ostabhang des erwähnten Gebirges arbeiten musste, um endlich seine Wasserscheide so weit nach rückwärts zu verschieben, bis sie aufhörte, Wasserscheide zu sein, so fleissig als möglich vorzustellen, so wird doch in Betracht gezogen werden müssen, dass jener Fluss damals noch nicht die Donau, sondern nur ein kleines Gebirgsflüsschen mit ausserordentlich viel kleinerem Wassergebiet hätte gewesen sein können, und dass er Zeit, viel Zeit gebraucht haben würde, um seinen Verpflichtungen gegen Löwl's Hypothese nachzukommen, jedenfalls so viel Zeit, dass sich noch lange vor Vollendung seines Werkes die dem (bis dahin abflusslos gedachten) pannonischen Becken zuströmenden Gewässer hätten zu einem See aufstauen müssen. Da nun dieser See in seinen Spuren nicht nachweisbar und vielmehr, wie wir soeben sahen, das Gegentheil einer derartigen Aufstauung wahrscheinlich ist, so gerathen wir im Gefolge Löwl's bezüglich des Donaudurchbruches in einen bedenklichen circulus vitiosus hinein.

Vielleicht gelänge es theilweise, aus dem letzteren herauszukommen, wenn man annehmen wollte, das ungarische Becken sei bis zur Zeit der Vollendung des fraglichen Durchbruches continuirlich so trocken gewesen, dass alle demselben zuströmenden Flüsse mehr oder weniger bald nach ihrem Eintritte in dasselbe versiegten, gleichzeitig seien aber im Banater Gebirge die atmosphärischen Niederschläge besonders reichlich aufgetreten, so dass dort der bewusste kleine Fluss sein rückläufiges Erosionsgeschäft unter besonders günstigen Bedindungen unternehmen und mit stets ungeschwächter Energie fortsetzen konnte. Es ist aber die eventuelle Aufgabe Anderer und nicht die meinige, diesen Gedanken weiter auszuspinnen und seine Möglichkeit oder Anwendbarkeit nachzuweisen. Ein analoger Nachweis würde, wie ich gleich hier zu bemerken mir erlaube, auch für andere Fälle von Flussdurchbrüchen im Sinne von Löwl's Hypothese nöthig werden. Darauf komme ich später noch zurück.

Sofern wir sie als Muster nehmen wollen, sprechen die heutigen meteorologischen Verhältnisse der in Frage kommenden Gegenden nicht dafür, dass gerade am Ostabhang des Banater Gebirges sich verhältnissmässig viel ergiebigere Niederschlagsmengen hätten geltend machen können, als auf der pannonischen Seite. Vergleicht man die Arbeit von O. Krümmel über die Vertheilung der Regen in Europa (Zeitschrift für Erdkunde, Berlin 1878, pag. 97) nebst der diesem Aufsatz beigegebenen Regenkarte, so sieht man, dass ein solcher Gegensatz zwischen beiden Abdachungen des Gebirges nicht existirt. Geht man aber auf die geologischen Anhaltspunkte bezüglich der jüngeren Tertiärepochen zurück, so darf bemerkt werden, dass gerade Rumäniens Paludinen-

schichten Verhältnisse aufweisen, welche eine grössere Trockenheit des Klimas in diesem Gebiet wahrscheinlich oder gewiss machen. In einem kleineren, im Jahrbuch der geologischen Reichs-Anstalt demnächst zum Abdruck gelangenden Aufsatze, habe ich es unternommen zu zeigen, dass gewisse Salzlager Rumäniens den Congerien- und Paludinenschichten angehören, deren Thone übrigens auch abgesehen von der Anwesenheit dieser Salzlager stark mit Salz imprägnirt sind. Die Paludinenschichten des pannonischen Beckens aber zeigen solche Eigenthümlichkeiten nicht, so dass also in der jüngeren Tertiärzeit ein klimatischer Gegensatz zwischen dem unteren Donaugebiet und den ungarischen Ländern eher in umgekehrter Weise vorhanden gewesen wäre, als in dem von der vorhergehenden Betrachtung geforderten Sinne.

Endlich wäre auch zu bedenken, dass jener supponirte kleine Fluss eine ganz besondere Neigung gehabt haben müsste, seine Erosionsthätigkeit nach rückwärts gerade in einer ganz bestimmten Richtung wirken zu lassen, denn da ein solcher Fluss ja doch nach Analogie anderer Gebirgsflüsse sich nach aufwärts zu vielfach hätte verzweigen müssen, wodurch eine Vertheilung des hervorgebrachten Effectes bedingt wird, so hätte die eine Rinne, welche später zum Donaulauf wurde, eine ganz specielle Disposition zur Ueberwindung der Gebirgswasserscheide besitzen müssen. Es wäre also hier, und dasselbe gilt für alle ähnlichen Fälle, zu untersuchen gewesen, welchem seltenen Umstande diese specielle Disposition zugeschrieben werden könnte. Auch diese Untersuchung ist nicht gerade meine Aufgabe.

Mit dem Gesagten ist aber noch nicht alles auf unseren Fall Bezügliche erschöpft. Löwl ist nämlich im Irrthum, wenn er es für erwiesen hält, dass das serbisch-banater Gebirge seit der Kreidezeit keinerlei Störungen mehr unterworfen war, und dass demgemäss eine Hebung desselben, während die Donau sich durch dasselbe hindurch arbeitete, nicht mehr habe stattfinden können. Er ist auch im Irrthum, wenn er glaubt, diese Behauptung aus meinen Arbeiten über Serbien und das Banat herauslesen zu können.

Gewisse Kalke daselbst wurden nämlich von mir in die obere Kreide gestellt. Was ihr tektonisches Auftreten anbetrifft, so zeichnen sich diese Kalke dadurch aus, dass sie nicht mehr ähnlich den neocomen und jurassischen Bildungen jener Gegend in das System intensiver, zum Theil schief gestellter Faltung gebracht erscheinen, welches ich in meiner Arbeit über den südlichen Theil des Banater Gebirgsstockes beschrieben habe, sondern dass sie selbstständig auf älteren, zumeist krystallinischen Gebirgen lagern und zwar zumeist mit flacher Schichtenstellung, so dass sie plateauförmige Ausbreitungen oft mit Steilabstürzen an den Rändern bilden. Schon dieser Umstand allein, diese Unabhängigkeit von den ältern mesozoischen Schichten hätte zu dem Hinweis berechtigen dürfen, die betreffenden Kalke nicht bei der Altersdeutung den Neocombildungen des Banates zu nähern, wenn man auch auf die von mir versuchten paläontologischen Bestimmungen keinen Werth hätte legen wollen, oder wenn man die Unterlagerung dieser Kalke durch Gosaubildungen bei Maidanpek für unglaubwürdig gehalten hätte. In der That wurde nun auch neuerdings durch Boeckh (Geologische Notizen von der Aufnahme des Jahres 1881 im Comitate Krassó-Szöreny, in den Földt. Közl. Pest)

das eine Zeit lang angezweifelte obercretacische Alter jener Kalke wieder wahrscheinlich gemacht.

Jene zumeist flache, obwohl selten absolut horizontale Lagerung der oberen Kreide, wie ich sie vom Stol in Serbien und von anderen Punkten jenes Gebietes habe beschreiben können, ist nun aber auch der einzige Grund, den Löwl für seine Annahme anführen kann, es hätte die Gegend des Donaudurchbruchs seit der Kreidezeit keine Hebung oder Störung erfahren. Das ist jedoch ein gewaltiges Missverständniss.

Zunächst kann doch der Umstand nicht unbeachtet bleiben, dass diese obere Kreide im Banat und Serbien zu bedeutender Meereshöhe aufsteigt, am Stol beispielsweise bis zu 4000 Fuss. Es ist mir nicht bekannt, ob die neueren Ansichten, die manche Forscher über die geologische Bedeutung der eventuellen Schwankungen des Meeresspiegels gewonnen haben, es gestatten, derartige Schwankungen in so bedeutenden Beträgen anzunehmen, wie sie hier gefordert werden müssten, denn offenbar würden jene 4000 Fuss noch nicht einmal den minimalen Grenzwerth für einen solchen Betrag repräsentiren, da auch die oberste Lage des betreffenden Kalkes noch immer unter Wasser abgesetzt wurde. So lange also, als die Wissenschaft über die quantitative Bedeutung der supponirten und von Löwl, wie ich aus gewissen Stellen seiner Arbeit ersehe, lebhaft befürworteten Schwankungen, nichts Bestimmteres auszusagen vermag, so lange wird man in Fällen, wie der vorliegende, noch in altväterischer Weise von einer Hebung reden dürfen, gleichviel wie sich Jeder für sein Privatbedürfniss eine solche Hebung vorstellen will.

Sodann ist vielleicht übersehen worden, dass trotz der meist ebenfalls flachen Schichtenstellung, welche die Starica bei Maidanpek aufweist, in der Nähe des letzteren Ortes immerhin auch stärker gestörte Lagerungsverhältnisse der oberen Kreidekalke Serbiens vorkommen, wie ich das in den geologischen Notizen aus dem nordöstlichen Serbien (Jahrb. d. geol. Reichsanstalt 1870, pag. 582) erwähnt hatte. Doch mag diesen Beobachtungen mit Recht nur ein localer Werth beigelegt werden. Ich will ihnen desshalb auch nur einen beschränkten Platz in meiner Beweisführung einräumen.

Ungleich wichtiger sind jedenfalls die Verhältnisse der tertiären Ablagerungen, welche, sei es im Banater Gebirge selbst, sei es in der Nachbarschaft dieses Gebirgszuges und seiner mit ihm übereinstimmenden Fortsetzungen, auftreten. Im Banat sind die dortigen Tertiärschichten neuerdings unter Andern von Halavats studirt worden. (Vergl. „Zur geologischen Kenntniss des Sörenyer Comitats in Földtani Közlöny," Buda-Pesth 1881, pag. 158). Der genannte Autor fand dabei, dass gewisse kohlenführende, von ihm der Mediterranstufe zugewiesene, direct auf krystallinischen Schiefern ruhende Bildungen einen Neigungswinkel von 40 Graden zeigten (l. c. pag. 162), also ebenso stark aufgerichtet waren, wie die krystallinischen Schiefer daselbst, an welchen nach demselben Gewährsmann überall Neigungswinkel zwischen 30 und 40 Grad beobachtet wurden. Wieder andere Ablagerungen fielen nur mit 15 Grad ein (l. c. pag. 164). Folglich haben Bodenbewegungen im Banat noch nach Ablagerung jener Tertiärschichten stattgefunden und in seiner Mittheilung über die mediterrane Fauna von Golubatz in Serbien (Föld-

tani Közlöny 1880 pag. 374) nennt Halavats den dortigen tertiären Schichtencomplex nach West einfallend im ausdrücklichen Gegensatz zu dem horizontal geschichteten Diluvium daselbst.

In völliger Uebereinstimmung mit diesem Ergebniss stehen die tektonischen Verhältnisse der jüngsten Tertiärbildungen in den benachbarten Gebieten Siebenbürgens, Rumäniens und Slavoniens. Nach Stur (Bericht über die geologische Aufnahme im südwestlichen Siebenbürgen, Jahrb. d. geol. Reichsanstalt 1863, pag. 98), erreichen die tertiären Absätze daselbst stellenweise eine Meereshöhe von 400 Klafter und kommen in diesen Absätzen bisweilen Fallwinkel der Schichten bis zu 25 Grad vor (l. c. pag. 96). Dass in der Walachei die dortigen Congerien- und Paludinenschichten oft nahezu senkrecht stehen, ist nicht allein von mir, sondern auch von Anderen beobachtet worden. Ich werde darüber in einigen Notizen über die Gegend zwischen Plojeschti und Kimpina, (vgl. Verh. d. geol. Reichsanst. 1882, pag. 317) mich noch zu äussern Gelegenheit haben. Sie setzen daselbst oft ansehnlich über das Meeresniveau erhobene Hügel zusammen. In Slavonien aber constatirten die Herrn Paul und Neumayr wiederholt eine überaus steile Schichtenstellung derselben Gebilde und beobachteten dabei sogar einmal (Congerien und Paludinenschichten Slavoniens, Wien 1875 pag. 9.) „das eigenthümliche Verhältniss, dass die dem Cerithienhorizonte angehörigen Schichten weniger steil aufgerichtet sind, als die jüngeren lignitführenden Süsswasserschichten; während nämlich diese letzteren, wie erwähnt senkrecht stehen, fallen die weissen Mergel, Sandsteine und Schiefer unter 45—55° nach SSW, ein.“

Nehmen wir hier noch dazu, dass ich auch im nordöstlichen Bosnien in der Gegend von Tuzla stellenweise eine völlig steile Aufrichtung der dort den Congerienschichten entsprechenden Bildungen beobachten konnte (das östliche Bosnien, Jahrb. d. geol. Reichsanstalt 1880, pag. 285) und dass auch anderwärts im Südosten Europas und den angrenzenden Gebieten noch in jüngster geologischer Zeit grosse geologische Veränderungen in der Vertheilung von Land und Wasser, und zwar nicht blos im Hinblick auf Schwankungen des Meeresspiegels stattgefunden haben sollen, wofür namentlich M. Neumayr wiederholt mit Bestimmtheit eingetreten ist, so wird die Annahme einer seit der Kreidezeit aufrecht erhaltenen Stabilität des serbisch-banater Gebirges aus allgemeinen Gründen ebenso unwahrscheinlich, wie sie gemäss der speciellen Beobachtungen innerhalb desselben unmöglich ist.

Bedenken wir ferner, dass gerade die jüngsten der in der Umgebung jenes Gebirges auftretenden Tertiärbildungen besonders stark von Störungen in Mitleidenschaft gezogen wurden, so haben wir gar nicht einmal nöthig, die Entwickelung sehr hoher Diluvialterrassen am Donauthale bei Turn-Severin oder längs gewisser Thäler der Walachei hervorzuheben, um zu zeigen, dass die Aufthürmung des von der Donau durchbrochenen Gebirges bis in die jüngste Zeit hinein Fortschritte gemacht hat. Ich will mich auf jene Diluvialterrassen schon desshalb nicht berufen, weil, wie wir später sehen werden, Herr Löwl über die Bedeutung derselben seine eigenen Ansichten hat, wohl aber darf ich betonen, dass nach neueren Untersuchungen von L. v. Roth (Föld-

tani Közlöny, Pesth 1880, pag. 147) 'das Alter der Paludinenschichten sich als ein stellenweise wahrscheinlich sehr junges herausgestellt hat.

In seinen gelegentlich einer Bohrung bei Püspök-Ladány gesammelten Daten zur Kenntniss des Untergrundes im Alföld bespricht Roth das Zusammenvorkommen von Repräsentanten einer diluvialen Landfauna mit Viviparen, die nach Neumayr für die unteren Paludinenschichten bezeichnend sind, und doch hatte der Letztere diese Schichten früher für gänzlich miocän gehalten, wogegen freilich erst kürzlich, wenigstens deren obere Abtheilung, ebenfalls von Neumayr, als dem älteren Pliocän angehörig, erklärt werden konnte. (Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1879, Nr. 9.) Wenngleich nun durch solche Thatsachen in einer, ich möchte fast sagen, unangenehmen Weise die Unsicherheit unserer Eintheilungen und Parallelisirungen in der Neogenformation illustrirt wird, so ergibt sich doch für den Zweck unserer Beweisführung mit ausreichender Sicherheit, dass die von intensiven Störungen betroffenen Gebilde des in Frage kommenden Gebiets nicht in allzuferner Vergangenheit vor dem Beginn der Diluvialzeit entstanden und folglich jedenfalls erst während der jüngeren Pliocänzeit der Faltung und Aufrichtung unterworfen worden sind, selbst wenn man mit Neumayr die Ablagerung der Paludinenschichten nur bis an die obere Grenze des ältern Pliocän reichen lässt.

Anhangsweise kann ich hier auch an jene ganz jungen Schotterlagen bei Ljubkowa inmitten des Banater Gebirges erinnern, an welchen mir (Mittheilungen aus dem südlichen Theile des Banater Gebirgstocks, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1872, pag. 94) eine Neigung von zwölf Graden derart auffiel, dass ich sie damals, wo ich von der heut zu führenden Discussion noch nichts vermuthen konnte, besonders erwähnen zu müssen glaubte.[1])

Herr Löwl dürfte sich also gleich an dem ersten der von ihm gegen mich in's Feld geführten Beispiele überzeugen, dass er sich trotz fleissiger Literatur-Studien die Sache, um die es sich für ihn handelt, viel einfacher vorgestellt hat, als sie ist, und dass der Anwendbarkeit meiner Theorie auf den Donau-Durchbruch zwischen Bazias und Turn-Severin nicht mehr viel im Wege steht, wenigstens insoferne nicht, als die Vorstellung gerechtfertigt wurde, der Strom habe sein Bett in dem von ihm durchbrochenen Gebirge trotz einer fortgesetzten Erhebung desselben behaupten müssen.

Der Donaulauf im Banat ist, wie Löwl ganz richtig annimmt, ziemlich jung. Schon die Katarakte und Stromschnellen in demselben sprechen indirect dafür, insoferne, wie schon in meiner ersten Arbeit gesagt werden konnte, ein älterer Fluss in der Regel mehr Zeit und Gelegenheit gehabt hat, mit den Hindernissen auf seinem Wege fertig zu werden, als ein jüngerer. Dieser Donaulauf ist keinesfalls älter

[1]) Ob übrigens die lehmigen Bildungen, denen dieser Schotter eingeschaltet ist, und denen in ihren liegenden Theilen bei Sikewica kleine unregelmässige Partien von schlechten Ligniten untergeordnet sind, von mir heute noch als echter Löss angesprochen werden würden, ist mir mehr als fraglich, doch sind die betreffenden Ablagerungen jedenfalls sehr jung und wohl kaum älter als diluvial. Näheres darüber werden wir ja wohl durch Herrn Boeckh seinerzeit erfahren. Löss kommt übrigens anderwärts im Bereich des Banater Gebirges vor.

als die tertiäre Meeresbedeckung Ungarns, weil es eben keine Donau gab, solange der grösste Theil des Stromgebietes dieses Flusses vom Meere bedeckt war. Es könnte da höchstens daran gedacht werden, dass in jener Zeit ein schmaler Canal, nach Art etwa des Bosporus, das ungarische mit dem walachischen Becken verband. Andererseits ist es vielleicht nicht ganz zutreffend anzunehmen, der betreffende Durchbruch sei erst „nach der Tertiärzeit", also während der Diluvialperiode, eingeschnitten worden. Wenigstens bleibt zu berücksichtigen, dass an mehreren Stellen längs dieses Durchbruches Löss an den Thalgehängen liegt, wie dies neuerdings für die Abhänge des Lokva-Gebirges wieder von Halavats (Földtani Közlöny, Pesth 1881, p. 204) gezeigt worden ist. Während des Absatzes des Löss hat also der Durchbruch bereits bestanden.

Wenn in meiner ersten auf diese Frage bezüglichen Arbeit das Beispiel der Donau nicht ausführlicher herangezogen wurde, so geschah dies, weil man sich ja in der Beibringung seiner Beispiele schliesslich Grenzen setzen muss. Man konnte nicht alle Querthäler der Welt in den Kreis einer derartigen Betrachtung ziehen. Diese Betrachtung ging ganz natürlicherweise vielmehr aus von denjenigen Erscheinungen, welche mich direct zum Nachdenken über das fragliche Problem angeregt hatten, oder von solchen Beispielen, welche ich dann beim Studium der diesbezüglichen Literatur bereits erwähnt fand und an die ich desshalb anknüpfen musste. Es hätte freilich für einen österreichischen Geologen nahe liegen können, auf die Donau nicht ganz zu vergessen, allein die Verhältnisse gerade dieses Stromes in seinen Beziehungen zur geologischen Geschichte der von ihm durchflossenen Länder sind so ausserordentlich complicirt und mannigfach, dass man den bestehenden Arbeiten von Suess und Peters zum Trotz noch ein ganzes Buch hätte schreiben können, ohne das Thema zu erschöpfen, denn was uns beispielsweise Peters in seiner „Donau" mitgetheilt hat, das ist im Wesentlichen eine höchst lehrreiche Darstellung der geologischen Verhältnisse des Donaustromgebietes in seiner räumlichen Erfassung, weniger eine Erläuterung der genetischen Verhältnisse des Stromes selbst. Der Aufsatz von Suess jedoch „über den Lauf der Donau" (Oesterreichische Revue, 4. Bd. 1863) beschäftigt sich in der Hauptsache nur mit den Grundwasserverhältnisssen zu beiden Seiten des Flussbettes.

Ich hätte mich dann auch nicht mit einer Discussion des Banater Durchbruchs begnügen können, wie sie jetzt von Löwl angeregt wurde, ich hätte alle die verschiedenen, weiter stromaufwärts gelegenen Durchbrüche der Donau gleichfalls begutachten müssen, und ob ich gleich den Lauf dieses Stromes fast von seiner Quelle an bis nach der Wallachei zum grossen Theile aus eigener Anschauung kenne, wären mir doch eingehendere selbstständige Studien hier nicht zur Verfügung gewesen. Da ich nun aber einmal genöthigt war, mich über das untere Querthal der Donau zu äussern, so will ich im Anschluss daran noch ein Paar Worte über diejenigen Stellen hinzufügen, an welchen dieser Fluss in seinem oberen Lauf oberhalb Wien durch älteres, zum Theile sogar krystallinisches Gebirge geht, da derartige Durchbrüche wie es scheint, als meiner Theorie besonders ungünstig, aufgefasst werden.

Da nun diese Theorie sich nicht allein im Gegensatz zu den neueren Anschauungen Löwl's befindet, sondern auch der wohl immer noch nicht ganz verdrängten und von mir nur sehr bedingungsweise zugelassenen Spaltentheorie im Wege steht, so mag es gestattet werden, dass sich hierbei meine Ausführungen vornehmlich gegen die Anwendbarkeit dieser letzteren richten. Ich muss ja zudem an die vorhandene Literatur anknüpfen, und da in dieser bisher nur die Spaltentheorie Befürwortung gefunden hat, so muss ich mich zunächst mit dieser für unsern Fall beschäftigen. Sollte sich später herausstellen, dass Löwl's Hypothese zur Erklärung der Durchbruchsthäler überhaupt unzureichend ist, und sollte sich jetzt ergeben, dass auch die Spaltentheorie auf die bewusste Strecke des Donaulaufs nicht anwendbar erscheint, dann wird ohnehin nichts übrig bleiben, als eine Deutung des fraglichen Flusslaufes in einem Sinne zu versuchen, der in der Richtung meiner Theorie liegt, soweit nämlich thatsächlich dabei die Querthalfrage in Betracht kommt.

Wenn ich hier nicht umhin kann, ablehnend Anschauungen zu besprechen, die älteren Arbeiten hochverdienter Forscher entnommen sind, so mag daraus nicht gefolgert werden, dass es mir um eine Verkleinerung des Verdienstes jener Forscher zu thun ist. Die allgemeinen theoretischen Vorstellungen auf dem Gebiete der Geologie sind in so vielfältiger Umwälzung begriffen, dass wohl Niemand heute verantwortlich gemacht werden kann für das, was er in dieser Richtung vor 30 Jahren geschrieben hat, und dass es Wenige geben wird, die ihren früheren diesbezüglichen Ansichten heute noch unter allen Umständen actuellen Werth beimessen. Wenn aber andere Beweise für die Anwendbarkeit einer Theorie auf einen bestimmten Fall nicht vorliegen, als eben solche, die in älteren Arbeiten niedergelegt sind, und wenn doch andererseits dieselbe Theorie noch immer discutirt wird, dann kann die Discussion auch solcher älterer Arbeiten nicht ausgeschlossen werden.

Wer übrigens heute noch an der Spaltentheorie festhält, wird sich die Vorgänge bei der Bildung derartiger Spalten auch jetzt noch nicht minder gewaltsam vorstellen dürfen, als sie in den zu erwähnenden Darstellungen aufgefasst wurden. Die letzteren gewähren deshalb einen vielleicht ganz guten Einblick auch in die Vorstellungsweise, welche wir bei manchen gegenwärtigen Anhängern der Hypothese von den Thalspalten noch voraussetzen dürfen.

Am Bestimmtesten hat Dionys Stur die Lehre von der Spaltennatur des Donauthals ausgesprochen und entwickelt. Es geschah dies in seinem Aufsatze über die Ablagerungen des Neogen, Diluvium und Alluvium im Gebiete der nordöstlichen Alpen und ihrer Umgebung (Sitzungsberichte der k. Akad. d. Wiss., mathem. naturw. Cl. 1855, 16 Bd. pag. 477). „Der Zweck dieser Arbeit war" (siehe l. c. pag. 479) „eine Theorie aufzustellen, welche die Art und Weise, wie die Bildung der tertiären und jüngeren Ablagerungen vor sich gegangen war, „erklärt." Ein besonderes Capitel (l. c. pag. 516) ist der „jüngsten Spaltenbildung" in dem betreffenden Gebiete gewidmet.

Es heisst daselbst: „Es sind dies die Spalten, die, obwohl sie tief unter dem Niveau der tertiären Ablagerungen liegen, von diesen doch nicht ausgefüllt worden sind, und daher jüngerer Entstehung sein

müssen. Die merkwürdigsten Spalten sind jedenfalls die, welche die Donau auf ihrem Wege aus Baiern, von Passau abwärts, durchfliessen muss, bevor sie sich bei Pressburg in der ungarischen Ebene ausbreiten kann. Fünf Spalten sind es: von Passau bis Efferding und Linz; zwischen Wallsee und Ybbs, von Schönbüchel abwärts bis Spitz, die breite Spalte bei Klosterneuburg und die noch breitere Theben-Pressburger Spalte. Bei den beiden letzteren Spalten sind nur die untersten Theile [1]) hier verstanden, welche von der Donau bespült werden, indem an beiden Orten schon vor der tertiären Zeit Oeffnungen vorhanden waren, durch welche die tertiären Meere des oberen Donau-Beckens, des Wiener- und ungarischen Beckens mit einander in Verbindung standen."

Wir acceptiren hier zunächst die Erklärung bezüglich der sogenannten Pressburger Spalte (obschon ohne directe Anerkennung der Spaltennatur dieser Oeffnung), weil eine Verbindung des ungarischen mit dem österreichischen Becken schon zur Miocänzeit bestanden haben muss, die wir daher, ohne ihren Ursachen nachzuspüren, für den späteren Donaulauf als etwas Gegebenes festhalten dürfen.

Die Entstehung der betreffenden Spalten setzt nun Stur in die nachtertiäre Zeit. Er meint, sie sei „ausser Zweifel in die Zeit der letzten Hebung der Alpen zu versetzen." In dem betreffenden Aufsatz wurde nämlich noch die Annahme vertreten, dass die Alpen zu verschiedenen Malen gehoben und gesenkt wurden, wobei es häufig zu grossen Katastrophen gekommen sei.

Mit einer Katastrophe wurde der damaligen Vorstellung nach, z. B. die jüngere Tertiärzeit (l. c. pag. 535) inaugurirt. „Nachdem eine mechanisch zerstörende Kraft von ungeheurer Wirkung nach der Ablagerung der Kreide und der eocänen Gebilde, die bisher nur wenig gestörte Ordnung der Dinge, die regelmässige Uebereinanderfolge der älteren Formationen durcheinandergeworfen, das Jüngste unter das Aelteste gelagert, kurz, die fächerförmige Stellung der Schichten und die Querthäler der Alpen erzeugt hatte — nach dieser grossartigen Umwälzung — folgte die Ablagerung der tertiären Gebilde in und um die Alpen." Später erfolgten dann zweimal plötzliche Senkungen der Alpen, bei welchen Veranlassungen grosse „Verwüstungen" angerichtet wurden und die angrenzenden Fluthen sich „mit grosser Wuth" in das Innere der Alpen stürzten. „Ebenso eilten in starken Strömungen die Gewässer der angrenzenden Meere herbei, das Gleichgewicht herzustellen. Diesen ausserordentlichen Bewegungen des Meeres verdankt der Schotter des offenen Meeres sein Material." „Die ganze üppige Vegetation der unteren subtropischen Region" wurde bei dieser Gelegenheit vernichtet, bei welcher auch „die Landthiere der tertiären Periode zu Grunde" gingen.

„Endlich wollten die Alpen wieder in ihrer Pracht erscheinen, eine neue, die letzte Hebung der Alpen erfolgte, gab ihnen ihre jetzige Form und befreite sie von dem sie bedeckenden Wassermantel" (l. c. pag. 538).

---

[1]) Will offenbar sagen, die hypsometrisch tiefsten des Flusslaufs.

Der Vorgang bei dieser letzten Hebung wurde nicht minder gewaltsam, als die früheren Kataklysmen aufgefasst. Ihm gelang auch die Bildung von Spalten. (l. c. pag. 533): „Endlich kam die letzte Hebung, sie befreite die Alpen von dem sie umgebenden Wassermantel, die Spaltenbildung ist mit ihr Hand in Hand gegangen. Mit eben der Raschheit mussten die Gewässer abziehen, mit welcher sie in die Alpen vordrangen. Sie wühlten den Boden besonders an den Stellen auf, wo auch die tertiären Ablagerungen durch die Spaltenbildung aufgelockert waren, und führten das Material mit sich, um es in anderen Gegenden als Diluvialschotter und Lehm abzulagern. Nun folgten aber auch die Entleerungen der Wassermassen, die in den verschiedenen Alpenthälern zurückgeblieben und mitgehoben worden waren. Aus einigen Becken, wo nämlich der Ausgang durch die ungleichen Hebungen nicht abgesperrt worden war, konnten die Wassermassen zugleich mit dem grossen, allgemeinen Zurückweichen des Meeres sich entleeren. Aus anderen Becken konnte dies langsamer nur durch die entstandenen Spalten erfolgen. Noch andere Becken mussten sich durch Erosion Bahn brechen."

Da die Donau natürlich keiner geraden Richtung folgt, sondern, ähnlich wie z. B. jedes selbst auf einer schwach geneigten Fläche ablaufende Regenwasser, ihren Weg in verschiedenen Krümmungen nimmt, so sieht sich Stur genöthigt, verschiedene Spalten im Donauthale anzunehmen (l. c. pag. 517). Aber auch damit kommt er nicht aus, sondern ist genöthigt jede seiner Spalten sich aus verschiedenen Streichungslinien zusammengesetzt zu denken. Die „Passauer Spalte" z. B. streicht im Allgemeinen nach N. 45° in W. Ihr unterer Theil aber „bildet ein Zickzack (sic!) das aus den Streichungslinien NW. und N. 45° in O. zusammengesetzt ist". Also eine Spalte, die stellenweise auf sich selber senkrecht steht! „Die Ybbser Spalte streicht im Allgemeinen nach W., ist aber aus den Streichungsrichtungen W. und N. zusammengesetzt. Die Mölker Spalte streicht nach N. 45° in O. und ist aus den Streichungslinien N. und N. 45° in O. zusammengesetzt".

Diese dergestalt complicirten Spalten müssten sich überdies rein aus besonderer Aufmerksamkeit für die Donau gebildet haben, denn es heisst bei Stur an einer anderen Stelle (l. c. pag. 519). „Merkwürdig ist in der That zu sehen, dass die Spalten, während sie die Alpen in den angegebenen Richtungen durchkreuzen, in die krystallinischen Gebirge nördlich der Donau nicht tiefer hineinreichen, sondern sich an diesem Gebirge entweder abstossen, wie die Klosterneuburger Spalte, oder nur an dem Rande derselben entstanden sind und demselben sozusagen ausweichen wie die Passauer, Ybbser und Mölker Spalte".

Ich habe bereits in meinen ersten Bemerkungen über die Bildung von Querthälern (l. c. pag. 594 [14]) besonders darauf hingewiesen, dass man ja doch irgendwo in den einem Fluss benachbarten Gebieten die Spuren einer Fortsetzung der grossen Spalten sehen müsste, wenn die einzelnen Strecken des Flusslaufes Spalten entsprechen würden.

Folgt man aber in unserem Falle der damaligen Auffassung Stur's, welche wie schon angedeutet ganz im Geiste der vor einigen Decennien obwaltenden allgemeinen Anschauungsweise liegt, so muss man sich einbilden, dass in der heutigen Donaugegend eine Anzahl von grossen Spalten verschiedener Richtung sich zufällig in der Art ge-

bildet haben, dass ihre Längenausdehnung eine relativ kurz begrenzte war, und dass sie mit ihren Enden gerade aneinander passten, kurz dass der Vorgang der Spaltenbildung genau so viel that, um ein zickzackförmig verlaufendes und geschlängeltes Flussbett zu Stande zu bringen, aber nicht um eines Haares Breite mehr. Man könnte sich allenfalls in die Vorstellung hineindenken, dass ein Fluss, in einem durch sich kreuzende Spalten verschiedener Art aufgelockerten Terrain sich die tiefsten Stellen aussucht und dann, einzelne Theile der Erstreckung jener Spalten benützend, dieselben zu seinem Bette verband, aber jene, ich möchte sagen, teleologische Anschauung, die Natur habe sich mit der Spaltenbildung gerade nur so weit in Unkosten gestürzt, als nöthig erschien, um dem Strom ein Bett zu verschaffen, ist denn doch zu künstlich, als das man sie heute noch ernsthaft zu widerlegen brauchte.

Wir finden also in der ganzen diesbezüglichen Deduction nicht nur keinen einzigen sichern Beweis für die Hypothese von der Spaltennatur des Donauthales, sondern wir entdecken in dieser Deduction sogar den Nachweis für die gänzliche Unwahrscheinlichkeit dieser Hypothese.

Auch im Einzelnen stimmt die letztere nicht ganz mit den thatsächlichen Verhältnissen überein.

Unter den Beweisen für die Spaltennatur des Donauthales, welches erst in der Diluvialzeit entstanden sein soll, figurirt (l. c. pag. 518), die Behauptung, dass in diesem Thale tertiäre Gerölle nicht vorkommen, und dass man in demselben nur die jüngeren Gebilde Terrassen-Diluvium, Löss und Alluvium finde.

Diese Behauptung ist aber der Wahrheit nicht ganz entsprechend.

Man braucht nur die geologischen Karten der Donaugegenden anzusehen, um zu erkennen, dass auch in denjenigen Theilen der Donaufurche, wo der Fluss seinen Lauf im Gebiete krystallinischer Gesteine nimmt, sich Tertiärbildungen befinden. Schon auf der aus dem Jahre 1849 stammenden, von Cžižek verfassten „geologischen Karte der Umgebungen von Krems und vom Mannhardtsberge“ sind dergleichen angegeben. Solche Bildungen erscheinen z. B. bei Mölk und Schönbühel, tertiäre Schottermassen liegen zwischen Wösendorf und Weisskirchen und gleich unterhalb Dürrenstein im Donauthale. In der unmittelbaren Nähe von Stein sind tertiäre Conglomerate vorhanden und geradeüber, in der Gegend von Mautern, kommen bei den Ortschaften Unter-Bergern und Baumgarten tertiäre Sande vor, an welche südlich tertiärer Schotter angrenzt. Südlich von Unter-Bergern wurde sogar eine kleine Partie von Tegel nachgewiesen. Sand und Tegel sind übrigens auch etwas seitlich vom Donauthale, westlich von Spitz, im Gebiet des Krystallinischen bei Mühldorf vorhanden.

Stur beruft sich auch auf Cžižek, der in seinem Aufsatze über die geologische Zusammensetzung der Berge bei Mölk, Mautern und St. Pölten (Jahrb. d. geol. R.-A. 1853, pag. 264) das Donauthal als Spalte auffasste und doch nimmt Cžižek wenigstens an, dass die Donau schon vor der Diluvialzeit ihr Thal hatte, indem er sagte: „Der Durchbruch musste schon vor der Diluvialzeit entstanden sein, weil sich an mehreren Stellen des linken Ufers Anhäufungen von Diluvialgeröllen und an beiden Ufern Lösspartien vorfinden“.

Die Behauptung Čižek's, die Spaltennatur des Donauthales sei durch die Steilheit der Gehänge neben dem eingeengten Strom erwiesen, ist aber doch nach den heutigen Erfahrungen nicht mehr zulässig. Warum ein Erosionsthal nicht steile Ufer haben kann, ist nicht einzusehen. Oder will man etwa in allen den Fällen, wo die Ufer eines Flusses von steilen Lösswänden begrenzt werden, eine Spaltenbildung in diesem Löss annehmen? Dem Dniester in seinem podolischen Lauf, dem Niagara oder dem Rhein bei Schaffhausen wird man schwerlich die Eigenschaft von Erosionsthälern absprechen, trotz der steil aufragenden Uferwände dieser Flüsse, dasselbe gilt von den amerikanischen Cañons in noch höherem Grade.

Auch aus den Gefällsverhältnissen des Stromes lässt sich in diesem Falle kein Beweis für die Spaltennatur des Thales ableiten. Es heisst da bei Čižek: „Die Donau hat bei Krems eine Seehöhe von 595,90', bei Mölk von 649,96', folglich im Durchschnitte auf ihrem Laufe von $4^3/_4$ Meilen, einen Fall 11,38' per Meile. Beobachtet man ihren Lauf von Krems bis Wien, meist über tertiäre Gebilde, so beträgt ihr Fall per Meile 11,2 Fuss. Dieses Verhältniss zeigt, dass der Lauf des Stromes zwischen dem Gebirge nur ganz unbedeutend schneller ist, von Wasserfällen und einem gewaltsamen Durchbruche nichts wahrnehmen lässt, welcher Umstand ebenfalls für eine Gebirgsspaltung spricht". Das wäre aber doch eine heutzutage ganz unzureichende Beweisführung, denn das klingt so, als ob ein Erosionsthal immer nur mit starkem Gefälle gedacht werden könnte. Ein relativ schwaches Gefälle und das Nichtvorhandensein von Stromschnellen beweisen unter Umständen nur, dass der Strom schon seit längerer Zeit mit Hinwegräumung der Hindernisse und mit der Ausebnung seines Bettes beschäftigt ist.

So z. B. haben in der Bukowina die aus dem dortigen altkrystallinischen Gebiet kommenden und später in die Sandsteinzone der Karpathen übergehenden Flüsse, wie die Moldawa u. s. w., innerhalb der krystallinischen Zone ein schwaches und ruhiges Gefälle. Ein steileres und von Stromschnellen unterbrochenes Gefälle bildet sich erst innerhalb der Sandsteinzone heraus. Ich fasse diesen Umstand sogar als einen Beweis für meine Ansicht auf, dass selbst innerhalb von Gebirgen die Oberläufe der Flüsse meist älter sind als die Unterläufe.

Dass andererseits die Wegräumung der Hindernisse innerhalb der ganzen Länge eines Flussbettes nicht gleichmässig vor sich geht, ist ja natürlich, und so brauche ich nur an den Greiner Strudel oder vielleicht an die Stromschnellen bei Regensburg zu erinnern, um zu zeigen, dass es in dem Donaulauf oberhalb Krems auch Stellen gibt, wo das Gefälle des Stroms ein stärkeres ist.

Stur meint dann ferner, dass die Donau, „wäre sie gezwungen gewesen, durch directe Erosion oder durch das von rückwärts schreitende Unterwühlen vermittelst Wasserfällen sich das Bett zu graben", theils wegen der weichen Gesteinsbeschaffenheit, theils wegen der viel niedrigeren Lage die tertiären Gebilde „durchgefressen und ihren Lauf in der Richtung gegen St. Pölten" genommen hätte.

Was den Einfluss der weicheren Gesteine auf Flussläufe anlangt, so habe ich diesen Punkt schon in meinen ersten Bemerkungen über die Bildung der Querthäler kurz erörtert und glaube dort gezeigt zu

haben, dass es irrig ist, zu glauben, ein Fluss nage sich leichter und dauernder in weiche als in feste Gesteine ein. Es ist dies eines von den Vorurtheilen, die man gerne ohne nähere Prüfung aufnimmt, und die keineswegs aus Thatsachen und Beobachtungen hergeleitet werden, sondern auf subjectiven aprioristischen Erwägungen beruhen. Die beobachteten Thatsachen wenigstens entsprechen einem solchen Vorurtheile nicht. So hat sich z. B. nach Würtenberger (Neues Jahrb. 1871, pag. 582) der Rhein bei Schaffhausen lieber in den harten Kalkfelsen als in das lose Glacial- oder Geschiebematerial eingeschnitten, welches dem Fluss sein Bett verlegt hatte, und doch wird Niemand, der den Rheinfall zu besuchen Gelegenheit fand, glauben, dass sich nach jener Verbarrikadirung des alten Rheinlaufs nur dem Flusse zu Liebe in dem Jurakalk eine Spalte geöffnet habe.

Was aber die niedrigere Lage der Tertiärgebiete gegenüber dem von der Donau durchschnittenen Granit- und Gneissgebiet anlangt, so trifft diese Anschauung wohl nicht allgemein zu und ferner ist zu betonen, dass die heutigen Niveauverhältnisse für die Zeit, in welche der Anfang der Thalbildung zu setzen wäre, nicht absolut massgebend gewesen zu sein brauchen. Gewisse Höhendifferenzen können in jener Zeit nicht vorhanden oder unwesentlicher als heute gewesen sein.

Vieles wird seit der Tertiärzeit denudirt worden sein, wie schon die zum Theil isolirte Lage gewisser Tertiärpartien andeutet. Es kann also der Fluss an der einen, oder der anderen Stelle in ein Stück tertiären Landes sich eingeschnitten und sich dann erst später bis in's Krystallinische durchgenagt haben, während die betreffende Tertiärpartie zerstört wurde. Jedenfalls werden ja die krystallinischen Gesteine jener Gegend noch heute vielfach von tertiären Schichten bedeckt. Wo dies geschieht, liegen die letzteren auch höher als ihre unmittelbare Unterlage, und es hat also vielleicht wenig zu bedeuten, dass anderwärts einzelne Berge des Krystallinischen höher aufsteigen als die tertiären Hügel. Das krystallinische Gebirge hat offenbar schon vor der Ablagerung des Tertiärs vielfache Unebenheiten gezeigt, die dann auch noch später hie und da für die Richtungen der Wasserläufe von Einfluss werden konnten.

Eine zukünftige exactere Untersuchung des betreffenden Gebiets wird sich natürlich auch mit den etwaigen Anzeichen eines älteren höheren Wasserstandes der Donau abgeben müssen, um diese Verhältnisse zu den andern die Frage berührenden Erwägungen in Beziehung zu setzen. Ich mache desshalb im Vorübergehen auf eine ältere Angabe von Boué aufmerksam. Derselbe sah an der österreichisch-bairischen Grenze bei Strass, dort wo der Strom eine grosse Krümmung gegen Norden macht, „hoch im Gebirge deutlich das ehemalige Rinnsal der Donau, die einmal gerade floss". (Sitzb. Akad. Wiss. Wien, 4. Bd. 1850, pag. 390). Wären alle solche Flussstrecken Spalten, so müsste sich in solchem Falle einer Verlegung des Strombettes nach der älteren Spalte noch eine neue geöffnet haben.

Noch auf einen Umstand möchte ich aber hinweisen, der mir für die vorliegende Frage von ganz wesentlicher Bedeutung zu sein scheint. Nach den Untersuchungen von Carl Peters (Die krystallinischen Schiefer- und Massengesteine im nordwestlichen Theile von Oberöster-

reich, Jahrb. d. geol. R. A. 1853, pag. 232) entspricht ein grosser Theil des in Rede stehenden Donaulaufes überhaupt gar keinem Querthal, sondern ganz einfach einem Längsthale. Der sogenannte Durchbruch der Donau durch die mit dem grossen böhmischen Massiv zusammenhängenden altkrystallinischen Gesteine würde damit viel von seiner Merkwürdigkeit einbüssen, und verschiedene angebliche Querzerspaltungen des Gebirges würden demnach ganz unnöthigerweise zu Erklärungsversuchen herausgefordert haben.

Peters schreibt (l. c. pag. 235): „Der Lauf der Donau ist vom bairischen Walde bis nach Niederösterreich herab durch das Streichen der unmittelbar anstossenden krystallinischen Schiefer angedeutet, während ein Theil ihrer nördlichen Nebenflüsse in der Streichungsrichtung der kleinen Gneisspartien, welche in der Granitmasse stecken, ihr zuströmt." An einer anderen Stelle heisst es: „Die Gneissschichten streichen fasst überall dem Laufe der Donau parallel" und weiter: „Nur an der scharfen Krümmung der Donau um die sogenannte Kerschbaumer Spitze schneiden die Schichten, der Configuration des Ufers entsprechend, den Strom sowohl an der Beugestelle, als auch im östlichen Schenkel, indem das Streichen aus Stunde 8 in Stunde 6—5 sich wendet und in dieser Richtung der Donau ihren weiteren Verlauf gegen Ober-Mühel anweist, wo das linke Gehänge nicht mehr aus Gneiss besteht."

Desgleichen hat sich Suess (Ueber den Lauf der Donau, l. c. Seite 6 des Aufsatzes) ziemlich entschieden gegen die Spaltennatur des Donauthales unterhalb Passau ausgesprochen und ebenfalls den Umstand betont, dass der Fluss dort dem Streichen der Gebirgmassen folgt.

Das Gesagte wird ungefähr genügen, um zu zeigen, dass die Lehre von der Spaltenbildung auf die Entstehung des Donaulaufes im Bereiche der deutsch-österreichischen Länder nicht übertragen zu werden braucht. Wollte man nunmehr prüfen, ob meine Anschauung von einem allmäligen Einschneiden des Stromes in die einer langsamen Emporhebung unterworfen gewesenen Gebiete zulässig ist, dann wären etwa folgende Gesichtspunkte zu beachten.

Die Donau entspringt im Bereich der älteren Gesteine, sowie der älteren Erhebung des Schwarzwaldes und schneidet sich in die denselben vorliegenden jurassischen Bildungen ein, entspricht also wenigstens in ihrem obersten Lauf den Erfordernissen meiner Theorie.

Das Jura-Plateau Schwabens, in dessen Bereiche der Oberlauf der dort träge, man könnte sagen, altersmüde dahinschleichenden Donau fällt, ist jedenfalls seit der oberjurassischen Periode von marinen Ueberfluthungen verschont geblieben. Von hier wie von den Alpen werden sich während der mittleren Tertiärzeit in das schwäbisch-bairische Molassebecken Flüsse ergossen haben (den Oberlauf der Donau inbegriffen), welche sich erst später, nach der Trockenlegung dieses Beckens zu einem Flusssystem verbinden konnten.

Das Gebiet zwischen den Alpen und der Hauptmasse des alten böhmischen Massivs war während der mittleren Tertiärzeit jedenfalls noch inundirt und stellte sich als einen mehr oder weniger breiten Canal dar, der die ausgedehntere marine Wasserbedeckung von Niederösterreich, einschliesslich Mährens, mit den bairischen Miocän-

gebieten verband. Erst nach oder während der Trockenlegung der Schichten der mediterranen Abtheilung in Baiern und Oberösterreich konnte sich dort ein Flusssystem entwickeln, aus dem in einer bezüglich vieler Details noch näher zu untersuchenden Weise sich der heutige Donaulauf herausgestaltete.

Ob dabei der Strom durch die aus den Alpen kommenden, mit stärkerem Gefälle ausgerüsteten mächtigen Nebenflüsse mehr und mehr nach Norden gedrängt worden sein mag, da er doch thatsächlich gegen den Nordrand des betreffenden Beckens sehr stark vorgerückt erscheint, auf welche Weise ferner er sogar bei Kehlheim noch einmal in die Ausbreitung der übrigens auch weiter südlich sich unter der jüngeren Decke fortsetzenden Jurabildungen hineingeräth, das sind Fragen, welche nicht so rasch im ganzen Umfange zu erledigen möglich sind.

Da aber die jüngeren sarmatischen Absätze und Congerienschichten in den oben genannten Ländern bereits fehlen, während sie im Wiener Becken vorkommen, so mussten die damaligen, aus Oberösterreich kommenden Wassercanäle in Niederösterreich noch in ein ausgedehnteres Wasserbecken münden, welches sich erst bei der allmäligen Trockenlegung auch der sarmatischen und Congerienschichten verengte und dadurch zum Theil Veranlassung geben mochte, zur Entstehung von beschränkteren, isolirteren, stellenweise wohl sich aussüssenden Tümpeln und Seen, in denen schliesslich die Fauna der Paludinenschichten sich entwickelte. Mit jener fortschreitenden Trockenlegung wurde aber auch Raum gewonnen zur weiteren Entfaltung neuer Flusssysteme und zur Vergrösserung der bereits vorhandenen, mit einem Worte zur Entstehung eines Stromes, der dann früher oder später die, wie wir sahen, erst in jüngster Zeit zu Stande gebrachte Erhebung des Banater Gebirges zu überwinden vermochte.

Das wäre etwa in grossen Zügen der Gang der Geschichte der Donau, und in diesem Sinne wird die weitere Untersuchung des Gegenstandes sich mit den zahllosen Detailfragen abzufinden haben, welche sich hier anknüpfen lassen und die auch bis auf einen gewissen Grad gelöst werden müssen, ehe uns die Entwicklung des zweitgrössten Stromes in Europa als deutliches und zusammenhängendes Bild vorgeführt werden kann.

Für heute mag es genügen, gezeigt zu haben, wie die bis jetzt bekannten Thatsachen der Annahme nicht widersprechen, dass die oberen Strecken dieses Flusslaufes auch die älteren sind. Wenn wir also den Ursprung der Donau wie bisher in Schwaben, und nicht im Sinne von Löwl's rückläufiger Erosionstheorie, am schwarzen Meere annehmen, so entsprechen wir damit nicht nur der landläufigen geographischen, sondern auch einer geologischen Vorstellung, die sich mit Nothwendigkeit aufdrängt.

Es ist mir bisher nur eine einzige Erwägung aufgestossen, welche bezüglich dieser Vorstellung uns stützig machen könnte, und diese Erwägung basirt auf der Beschaffenheit unseres jungtertiären Belvedereschotters. Derselbe enthält bei Wien vorwiegend Quarzgeschiebe und seltener auch Gerölle von Urgebirgsgesteinen. Seine Zusammensetzung entspricht daher nur theilweise der des heutigen Donauschotters, und man könnte demnach vermuthen, dass er von einem aus dem näher

gelegenen krystallinischen Gebirge kommenden Flusse abgesetzt wurde. Es hätte nun im Sinne von Löwl's Theorie von der rückschreitenden, die Wasserscheiden durchbrechenden Erosion dies vielleicht derjenige Fluss sein können, der schliesslich das bairische Becken anzapfte und die Donau mit ihren Geschieben nach Niederösterreich lenkte. Allein die Verbreitungserscheinungen des Belvedereschotters in diesem Lande stimmen nicht überall mit dieser Vermuthung überein. Wir finden ihn allenthalben auch weit abseits vom Donauthal, z. B. östlich vom Bisamberge und nicht im Thale von Korneuburg, und wir kennen ihn local auch anderwärts in keinem sichtbaren Zusammenhange mit dem Laufe der Donau. Ueberdies würde uns die Annahme jener Vermuthung dazu nöthigen, im Bereich des ganzen oberen Donaubeckens eine seeartige Süsswasserbedeckung bis zur Zeit nach der Ablagerung des Belvedereschotters vorauszusetzen, da ja die dem Donaustromgebiet angehörigen schwäbischen und bairischen Flüsse ohne die Eröffnung des Donauthales zwischen Passau und Wien keinen Abfluss gehabt hätten. Die Absätze dieses Sees würden zeitliche Aequivalente der sarmatischen Stufe und der Congerienschichten repräsentiren müssen. Dergleichen kommen aber dort nicht vor.

Immerhin wird eine künftige Studie des Donaulaufes den Verhältnissen des Belvedere-Schotters besondere Berücksichtigung schenken müssen, denn gerade die speciell der Donau gewidmeten Arbeiten haben dies unterlassen. Wenn ich hier gerade gelegentlich der Thalbildungsfrage ganz ohne Veranlassung und nur im Interesse der Sache diese Verhältnisse berührt habe, und darauf verwies, dass mein verehrter Gegner aus denselben vielleicht einmal für seine Theorie Nutzen ziehen könnte, so mag das zum Beweise dienen, dass ich diese Theorie mit ruhigster Objectivität zu prüfen versuchte. Diese Prüfung führte freilich nicht zu unbedingter Zustimmung.

Inwieweit z. B. die Angriffe Löwl's sich auf einer missverständlichen Auffassung meiner Theorie nicht allein, sondern auch auf einer Verkennung wichtiger thatsächlicher Verhältnisse aufbauen, lässt sich sehr gut aus seiner Behandlung der Appalachen ersehen.

Ich hatte mir in meinen ersten Bemerkungen erlaubt, der Deutung, welche Peschel den die Appalachen durchbrechenden Querthälern als Spaltenbildungen gab, entgegenzutreten und mich bezüglich des relativen Alters der jenes Gebirge bildenden Ketten den Auffassungen Dana's anzuschliessen. Diesen Auffassungen zufolge würde das Anwachsen der später gebildeten Parallelketten in diesem Theile von Nord-Amerika seewärts geschehen sein. Wenn nun auch in der östlichsten, am meisten seewärts gerichteten Kette gerade die ältesten Gesteine jenes Gebietes zu Tage treten, so handelte es sich für mich selbstverständlich nicht um das Alter der Felsarten, sondern um das Alter der betreffenden Gebirgserhebungen. Ich konnte also in der blossen Thatsache der oberflächlich sichtbaren Existenz vorpaläozoischer Gesteine in jener Kette keinen Grund zur Abweisung von Dana's Ansichten erblicken. Bis hierhin folgt mir auch Löwl, wenn auch etwas unsicher, indem er meint, ich hätte den Widerspruch, der darin liegen soll, dass alte Gesteine später zu Gebirgen aufge-

thürmt wurden, als jüngere, durch „rein theoretische Erwägungen“ zu lösen gesucht.

Ich glaubte allerdings auch durch Beispiele jenen scheinbaren Widerspruch beseitigen zu müssen, denn ich ahnte wohl, dass dieser Punkt bei oberflächlicherer Beurtheilung für das Verständniss der weiteren Discussion der Querthalfrage für Einige zur Klippe werden könnte. Indem Löwl meiner Ablehnung von Peschel's auf die Appalachen bezüglichen Ausführungen beipflichtet, tadelt er, und zwar wohl im Hinblick auf gewisse nicht geologisch geschulte Geographen, „die beliebte Methode, Probleme der Erdkunde mit Hilfe topographischer Karten zu lösen.“ Er hätte noch weiter gehen und sagen können, dass auch die manchmal beliebte Methode, Probleme der Geologie mit Hilfe geologischer Karten zu lösen, nicht immer ausreicht und dass auch viele geologische Profile uns im Stiche lassen, sobald wir ein Problem berühren, welches mit genetischen Fragen verknüpft ist. Selbst das beste Profil, und ein solches ist oft schwerer zu machen als eine gute geologische Karte, gibt schliesslich nur die in der Gegenwart beobachtbare Phase einer Entwicklung gewisser geologischer Verhältnisse wieder, es ist aber kaum thunlich, sich nach einem solchen Profil über alle oder einige der früheren Entwicklungsstadien derselben Verhältnisse Rechenschaft zu geben, ohne noch anderer Umstände zu gedenken, die sich eben in einem Profil nicht darstellen lassen.

In diesem Sinne ist nun Löwl bei seiner Berufung auf die Generalprofile von Rogers und Safford durch das Alleghany-System, wie sie von Credner in Petermann's Mittheilungen (1871) wiedergegeben wurden, nicht glücklich gewesen. Herr Löwl glaubt nämlich im directen Gegensatz zu Dana, aus diesen Profilen herauslesen zu können, dass die östlichste Kette der Appalachen als solche die älteste sei und dass demgemäss die Anwendung meiner Theorie auf die dortigen Flussdurchbrüche auf „ernste Schwierigkeiten“ stosse. Mag immerhin das Unter-Silur die krystallinischen Schiefer der blauen Berge ungleichförmig überlagern und dadurch der Beweis hergestellt sein, dass diese Schiefer schon vor der silurischen Zeit Störungen unterworfen gewesen sind, so genügt doch eine solche Thatsache in gar keiner Weise zu dem Beweis, dass die betreffende Gebirgskette als solche in ihrer sozusagen trocken gelegten Erscheinung auf dem heutigen Continent die älteste in einer bestimmten Zahl von Parallelketten sein soll. Wenn auf dem Gipfel des Snake Mount, wie Löwl erwähnt, „sogar eine kleine Scholle von Potsdam-Sandstein als Denundationsrest einer silurischen Transgression auf den Schichtenköpfen der steil aufgerichteten huronischen Schiefer“ liegen geblieben ist, so will das eben sagen, dass zur Zeit der Bildung des Potsdam-Sandstein an Stelle der bewussten Bergkette sich Meer befand, wobei es ganz gleichgültig bleibt, ob die vorausgegangene Aufrichtung der huronischen Schiefer vor der erwähnten Transgression schon einmal zu der Entstehung eines Gebirges an derselben Stelle Veranlassung gegeben hatte oder nicht. Ich finde also durchaus nicht, dass es Herrn Löwl gelungen sei, die Ansichten Dana's über die Entstehung der heutigen Gebirgsketten Nordamerika's zu widerlegen.

Es konnte mir wohl nie in den Sinn kommen, meiner Theorie eine rückwirkende Kraft zu geben und etwa in dem gegebenen Falle vorauszusetzen, die hier in Betracht kommenden Flüsse hätten schon während der ersten Faltung der huronischen Schiefer gearbeitet, denn wenn ich der Ansicht bin, dass Flüsse durch ein quer gegen ihren Lauf gerichtetes, allmälig aufsteigendes Gebirge sich hindurchsägen können, so muss ich dafür wohl zweierlei als unbedingt nothwendig voraussetzen, nämlich erstens die Flüsse selbst und zweitens das aufsteigende Gebirge, respective das von dem Flusse durchzogene Festland, in welchem dieses Gebirge aufzusteigen die Tendenz zeigt. Es ist also durchaus nicht meiner „Hypothese gemäss", wie das geglaubt zu werden scheint, „uralte Wasserscheiden" überall dort anzunehmen, wo sich die Spuren einer ältesten Faltung in einer Gegend nachweisen lassen. Meine Hypothese braucht vor Allem Flüsse und festes Land.

Es ist principiell auch ganz gleichgiltig, ob das flache in der Erhebung begriffene und von einem Fluss durchschnittene Vorland eines Gebirges, wie ich es mir und meinen Lesern in meiner älteren Arbeit zur Erläuterung meiner Theorie vorgestellt habe, aus wagrecht liegenden oder irgendwie bereits gestörten Gebilden besteht. Mein Gewährsmann aber für die Annahme, dass es in ganz flachen Gebieten gestörte Schichten geben kann, ist Niemand Geringerer als A. v. Humboldt (Central-Asien, Uebersetzung von Mahlmann, 1 Bd, pag. 181). Er sagt, dass in den Ebenen, oft fern von Gebirgen, die Schichten nicht selten stark geneigt sind. Es sei also wahrscheinlich, dass in solchen Fällen die Aufrichtung der Schichten viel früher stattgefunden habe, als die Hebung der Gebirge. Man wird es da allerdings wohl mit abradirten Terrains zu thun haben. Wie sich das aber auch verhalten möge, so wird ein Fluss, der in einer derartigen Ebene fliesst und von einem theilweise auch aus jüngeren Schichten bestehenden Gebirge herabkommt, nichts mit der viel älteren Faltung der Schichten der Ebene zu thun gehabt haben. Alle älteren Störungen verhalten sich der eventuell neu beginnenden Hebung, Faltung oder sonst wie gearteten Gebirgsaufrichtung gegenüber passiv, so weit dies nämlich für unsere Betrachtung der Flussdurchbrüche von Belang ist[1]). Ich hielt dies für so selbstverständlich, dass ich mir leider nicht die Mühe nahm vor einem Missverständniss in dieser Richtung zu warnen. Sonst wäre es wohl nicht vorgekommen, dass Herr Löwl mir die Faltungen der neocomen und jurassischen Gebilde im Banat bei seiner Discussion des Donaudurchbruches als bedenklich für meine Ansichten entgegen gehalten hätte.

Auf diesen vorher kaum berührten Punkt komme ich absichtlich erst jetzt zu sprechen, nachdem ich an dem einfacheren Beispiel der Appalachen die unrichtige Anlage des Löwl'schen Gedankenganges bezüglich der Bedeutung gewisser älterer Faltungen zeigen konnte.

Die zwischen krystallinischen und paläozoischen Massen eingeklemmten und schief gestellten Falten jener Gebilde haben sich freilich,

[1]) Selbstverständlich braucht diese Unabhängigkeit sich nicht immer auf die Schichtenstellung, den Grad ihrer Neigung u. s. w. zu beziehen. Hier handelt es sich zunächst um den jeweiligen hypsometrischen Ausdruck der betreffenden Verhältnisse.

wenigstens der Hauptsache nach, gebildet, ehe an die Entstehung eines Flusses, wie die Donau, für jene Gegend zu denken war, und es wäre mir nie eingefallen, zu behaupten, der Strom habe dort sein Bett bereits während der im Werden begriffenen Faltung der jurassischen Schichten im Kampfe mit dieser Faltung eingegraben. Wenn jüngere Kreideschichten in jener Gegend eine zumeist flache und den älteren mesozoischen Bildungen gegenüber in jedem Fall abweichende Lagerung besitzen, so muss wohl angenommen werden, dass die Zusammenfaltung der jurassischen und neocomen Ablagerungen bereits vor der Ueberfluthung derselben Gegend durch das jüngere Kreidemeer zum Theile vollzogen war. Die Discussion der Verhältnisse aber eines Flussdurchbruches durch das heute von allen diesen Schichten zusammengenommen aufgebaute Gebirge kann erst an die Zeit anknüpfen, in welcher die Meeresbedeckungen das Areal des heutigen Gebirges verlassen hatten.

Ich bitte also die Vorstellung zu verlassen, als ob Alles was gefaltet oder gestört ist, sich auch schon desshalb über Wasser befinden müsste. Wo immer wir von Transgressionen jüngerer mariner Sedimente über ältere aufgerichtete Schichten lesen, und in dieser Hinsicht ist die Lectüre des zweiten Bandes von Richthofen's China besonders lehrreich, da sind wir ja doch zu der Vorstellung gezwungen, dass sich gestörte Bildungen unter dem Niveau des Meeres befunden haben.

In gewissem Sinne ähnlich verhält es sich mit dem von Löwl gleichfalls citirten Durchbruch des Rheins durch das rheinische Schiefergebirge, welches, wie Richthofen neuerdings wieder hervorgehoben hat, als Beispiel einer sehr alten Abrasion gestörter Bildungen durch spätere marine Ueberfluthung aufgefasst werden könnte. Ich hätte also nie der Behauptung zustimmen können, dass der Rhein sich während der der Trias vorausgängigen Faltung des rheinischen Schiefergebirges seinen Weg durch dasselbe gebahnt habe, während man aber andererseits auch nicht wird behaupten wollen, dass dieses Gebirge seit dieser ersten Faltung eine Unveränderlichkeit des Niveaus dem Meeresspiegel gegenüber für sich in Anspruch nehmen kann. Ich will mich jedoch nicht näher auf eine Besprechung des Rheinthales einlassen. Wahrscheinlich ist die Geschichte dieses Flusses noch complicirter als die der Donau, und es fehlen mir zunächst alle Anhaltungspunkte, um die Sache mit Erfolg zu discutiren. Desgleichen mögen Andere als ich berufener sein, die Besprechung der Einwendungen aufzunehmen, welche Löwl den Auffassungen einiger norddeutscher Geologen bezüglich des Flussgebietes der Elbe, Oder und Weichsel entgegenstellt.

Eine Erläuterung aller von Herrn Löwl in seiner hier besprochenen und seinen früheren Arbeiten citirten Querthäler wird mir derselbe wohl überhaupt erlassen. Ich muss mich leider in Hinblick auf meine vielfach in Anspruch genommene Zeit, wie schon früher angedeutet, darauf beschränken, hier diejenigen Punkte aus seinen Erörterungen aufzugreifen, welche von principieller Bedeutung sind.

Ein solcher Punkt von principieller Bedeutung ist die Beziehung auf gewisse Querthäler im Balkan. Löwl meint nämlich, wenn schon bei einfachen Faltengebirgen, wie er nachgewiesen zu haben glaubt, meine Theorie nicht stimmt, dann könne das bei solchen Kettengebirgen, in denen Verwerfungen eine Rolle spielen, erst recht nicht der Fall

sein. Ich hätte dann freilich den Alburs in Persien gar nicht in den Kreis meiner Betrachtung ziehen dürfen, da, wie ich nachgewiesen zu haben glaube, das Phänomen der Verwerfungen in diesem Gebirge in grossartiger Entwicklung bemerkbar wird. Löwl beruft sich aber auf den Balkan, der, wie Hochstetter gezeigt hat, auf seiner Südseite längs einer grossen Bruchlinie abgebrochen ist, und fährt dann fort: „Durch den stehengebliebenen Nordflügel des Gebirges bahnte sich der Isker in einer Reihe enger, schwer zugänglicher Schluchten seinen Weg. Er entspringt an den Abhängen des alten Festlandes im Süden von Sofia, durchfliesst das nach dieser Stadt benannte Becken und tritt endlich bei Korila in sein Querthal ein“, welches, wie Löwl selbst und zwar mit näherer Begründung hervorhebt, nach den Untersuchungen Toula's „nur der Erosion zugeschrieben werden kann.“

„Wie lässt sich nun Tietze's Hypothese,“ fragt Löwl, „mit den thatsächlichen Verhältnissen, unter denen der Iskerdurchbruch stattfand, in Einklang bringen?“ Ich meinestheils aber kann kaum eine treffendere Bestätigung dieser Hypothese ausfindig machen. Das alte Festland, von dem aus der Fluss durch das erst während einer späteren Zeit erhobene Gebirge sich unter deutlichen Beweisen für seine Erosionsthätigkeit ohne alle Querzerspaltung des Gebirges hindurchnagte, stimmt so vortrefflich mit den Erfordernissen meiner Hypothese, dass ich Herrn Löwl für die Entdeckung dieses Beispiels höchst dankbar bin.

Ich muss jetzt wieder wörtlich citiren. Löwl schreibt:

„Wenn die Erosion eines präexistirenden Flusslaufes unter günstigen Bedingungen im Stande ist, mit der Faltung eines Gebirges gleichen Schritt zu halten, so folgt daraus noch lange nicht, dass sie einen Bruch zu bewältigen vermag — man müsste denn annehmen, dass eine so gewaltige Verwerfung, wie sie am Innenrande des Balkan nachgewiesen wurde, ganz allmälig stattfand, dass ihre Sprunghöhe unmerklich und durch lange Zeiträume stets in gleichbleibendem Maasse zunahm. Diese Voraussetzung aber ist durchaus ungerechtfertigt.“

Ja warum ist denn diese Voraussetzung ungerechtfertigt? Glaubt Löwl, dass der Balkan mit einem Schlage in die Höhe geschossen ist, und dass die grossartigen Verwerfungen, welche allenthalben von den Geologen constatirt werden, immer plötzlich und auf einmal ihren ganzen Betrag erreicht haben? Ich staune, dass ein Schüler von Suess so ausserordentlichen Vorstellungen das Wort redet, die uns in die beste Zeit der Kataklysmentheorie zurückversetzen. Wem Kunde geworden ist von den Arbeiten von Suess und Anderen über die tektonische Bedeutung vieler Erdbeben, und wer da weiss, in welch' innigen Zusammenhang das Auftreten dieser Erdbeben mit grossen und kleinen Bruchlinien gebracht wird, in dem Sinne, dass die Vorgänge, deren jeweiliger Ausdruck solche Erdbeben sind, mit der fortdauernden Bildung jener Bruchlinien verknüpft gedacht werden, der wird im Hinblick auf die meist kleinen, für uns oft hypsometrisch kaum messbaren Beträge der von solchen Ereignissen bewirkten Veränderungen der Erdoberfläche die Entstehung grosser Verwerfungen sich nicht viel schneller vorzustellen brauchen, als die Entstehung von Falten. „Das Absinken einer Spalte ist ein Vorgang, der sehr langsam vor sich geht“ schreibt Neumayr (Insel Kos, l. c. pag. 282. in der Anmerkung), und dieser

Autor ist sicherlich völlig competent, wenn es sich um eine Auslegung der Ansichten von Suess handelt. Ich sehe also in den Verhältnissen der Querthäler, welche solche Gebirge durchbrechen, in denen Bruchlinien eine grosse Rolle spielen, kein Hinderniss für die Annahme meiner Theorie.

Nun meint Löwl ferner, ich vermöchte die Behauptung, dass die Erosion in einem von der Gebirgsbildung ergriffenen Gebiete mit der Faltung erfolgreich concurriren und unter Umständen gleichen Schritt halten könne, an keinem concreten Falle darzulegen. Das ist freilich auch viel verlangt. Uns hinstellen und zusehen, wie ein Gebirge sich faltet, das können wir allerdings nicht und desshalb können wir auch nicht direct beobachten, wie die Erosion im Kampfe mit dieser Faltung sich benimmt. Wir stehen da eben immer fertigen Ergebnissen gegenüber, und das wird bei dem gegenwärtigen Stande unserer Beobachtungsmittel noch längere Zeit so bleiben. Wie mir däucht, geht das bei so manchen Fragen in der Geologie eben nicht anders zu machen, als dass man aus der Wirkung auf die Ursache schliesst, aus dem Gewordenen auf das Werden. Wenn z. B. Professor Suess von einem einseitig wirksamen Horizontalschub spricht, der nach seiner Auffassung die Tektonik der Alpen beherrscht, so erschliesst er das aus einer Kette von Beochtungen, die sich auf die sichtbaren Wirkungen eines solchen Schubes beziehen, bei dem Schub dabei gewesen ist er aber auch nicht.

Nicht Jeder unserer Fachgenossen ist eben in der glücklichen Lage Mephisto's bei seiner geologischen Discussion mit Faust (2. Theil, 4. Aufzug):

> Das sprecht ihr so! Das scheint euch sonnenklar,
> Doch weiss es anders, wer zugegen war.
> Ich war dabei als noch da drunten siedend
> Der Abgrund schwoll und Flammen trug,
> Als Moloch's Hammer Fels an Felsen schmiedend,
> Gebirgestrümmer in die Ferne schlug.

Wenn Herr Löwl der Meinung ist, bei den Beweisen dafür, dass eine sich bildende Falte einen Fluss nicht allein ablenkte, sondern auch aufstaute, verhalte es sich anders als bei den Beweisen für den stellenweise erfolgreichen Kampf der Flüsse mit einem in Hebung begriffenen Terrain, so kann ich das nicht zugestehen, wenigstens bei seinen Beweisen oder Beispielen nicht. In dem einen Falle wird genau so wie in dem andern das heutige fait accompli betrachtet und daran werden dann die erforderlich scheinenden Betrachtungen geknüpft, denn wenn z. B. nach Rütimeyer, den Löwl hier citirt, die Reuss einst jener Senke folgte, in der heute der Zuger See liegt, und wenn dann dieser Fluss seine westliche Ablenkung durch eine Hebung der äusseren Alpenkette bei Goldau erfuhr, so werden doch Augenzeugen dieses Ereignisses nicht mehr am Leben sein.

Es blieb mir also, als ich meine Bemerkungen über die Querthäler schrieb und die akademische Möglichkeit meiner Theorie bezüglich des dynamischen Verhältnisses zwischen Erosion und Gebirgserhebung etabliren wollte, kaum etwas Anderes übrig, als der Hin-

weis auf die Thatsache, dass die Erhebung oder die Faltenbildung eines Terraines wohl in der Regel so langsam vor sich geht, dass innerhalb kürzerer Zeiträume, wie sie unserer Beobachtung zu Gebote stehen, sich kaum ein Massstab dafür finden lässt, (für blosse mit Recht oder Unrecht sogenannte Hebungen dabei noch eher als für fortschreitende Faltenbildung), während die Wirkungen der Erosion, beispielsweise durch das bei jeder grösseren Ueberschwemmung transportirte Material, durch die notorisch so häufigen, der Beobachtung Jedermanns zugänglichen Unterwaschungen und Abwaschungen von Flussufern uns sozusagen leiblich vor Augen geführt werden, wie denn auch in der That sogar schon allerhand Versuche gemacht werden konnten, die Menge der von einem Flusse in bestimmter Zeit aus einem Gebiete fortgeführten festen Bestandtheile durch Rechnung zu ermitteln. Von dieser Thatsache ausgehend, schien es mir erwiesen, dass eine mehr oder weniger energische Erosion in vielen Fällen die fortschreitende Hebung oder Faltung eines Gebietes bewältigen und sogar häufig einen Vorsprung vor dieser Faltung voraushaben könnte.

In diesem Sinne war das Beispeil des Simeto in Sicilien, dem es im Laufe von wenig mehr als zwei Jahrhunderten gelang, durch einen ihm plötzlich den Weg versperrenden Lavastrom einen breiten und sehr tiefen Canal einzusägen, ein Beispiel, welches wie Löwl bemerkt, keineswegs vereinzelt dasteht, nicht gar so schlecht gewählt als dieser Autor annimmt. Das Beispiel besitzt allerdings „nicht die geringste Beweiskraft“ (l. c. pag. 408), wenn ich damit direct beweisen wollte, ein Fluss könne ein in ruhiger Faltung begriffenes Gebirge durchsägen, denn auch mir ist bekannt, dass ein Lavastrom, der plötzlich daher geflossen kommt, etwas anderes ist, als ein in Faltung begriffenes Gebirge; jenes Beispiel besitzt aber mehr als ausreichende Beweiskraft, um zu zeigen, dass die Wirkungen der Erosion selbst bei einem unbedeutenden Flusse, wie der Simeto, so bedeutende sein können, dass es nicht schwer ist für unsere Vorstellung einen Massstab für solche Erosion zu finden. Etwas Anderes konnte man aus meinen Worten nicht herauslesen, bei jeder Beweisführung kommt es eben darauf an, *was* bewiesen werden soll.

„Dass eine Schichtenfaltung in vielen Fällen dieselbe Wirkung hervorrief, wie die Lavaströme im Simeto-Thal,“ insoferne nämlich der Simeto oberhalb des als Hinderniss sich vorlegenden Lavastromes zu einem See gestaut wurde, beweisen, nach Löwl, verschiedene Alpenseen, und es ist mir auch wohl bekannt geworden, dass A. Heim die Seebecken am Rande der Schweizer Alpen auf Stauung der diese Seeen speisenden Flüsse durch Faltung zurückführt, (vergl. Heim, Mechanismus der Gebirgsbildung, 1. Bd., p. 319, und über Erosion im Gebiete der Reuss, Jahrb. d. Schweizer Alpenclub 1879, pag. 401) dennoch aber, und das wird Herrn Löwl nicht entgangen sein, fallen Heim's Ansichten über Querthalbildung in mancher Hinsicht mit den meinigen zusammen. Ebenso wird man schon in meiner ersten hierher gehörigen Publication (pag. 605) die Eventualität berücksichtigt finden, dass unter gewissen Bedingungen eine Flussstrecke durch Terrainerhebungen abgesperrt werden kann, und nicht minder habe ich in meinem Aufsatze zur Geologie der Karsterscheinungen (Jahrb. d. geol.

Reichsanst. 1880 pag. 735—740) bei Besprechung der unvollendeten Thalbildung in Karstgegenden eine specielle Kategorie derartiger Fälle einer ausführlichen Erörterung unterworfen. In allen den erwähnten Fällen durfte aber meine Erklärung der fraglichen Erscheinungen von der Annahme ausgehen, dass die Flüsse, um deren Absperrung es sich handelte, aus diesem oder jenem Grunde kein oder nicht genügend viel Wasser führten, um die sich vor ihnen aufthürmenden Hindernisse zu bewältigen, und zur Erosion gehört, wie ich schon früher stets aber vielleicht noch nicht genug, betont habe, vor Allem Wasser.

Die Bildung der verschiedenen Seen im Vorlande der Alpen gehört bekanntlich zu den am meisten discutirten und in der verschiedensten Weise erklärten Dingen, und man wird nicht verlangen, dass ich hier eine lange Erörterung aller jener noch immer zu keinem allseitig gebilligten Abschluss gelangten Erklärungsversuche[1]) einschalte, wenn man aber sich auf den Standpunkt stellt, den Heim dieser Frage gegenüber angenommen hat, dann wird doch noch erst die wohl nicht leichte Untersuchung der klimatischen und namentlich der meteorologischen Verhältnisse des Alpengebietes für jenen Zeitpunkt vorzunehmen sein, in welchem die Faltung am unteren Ende der heutigen Seen vor sich zu gehen begann. Sollte diese Untersuchung zu dem Ergebniss führen, dass die in Frage kommenden, durch Faltung zu Seen gestauten Flüsse in jenem Zeitpunkt wasserarm gewesen sein können, was ja nicht hindern würde, dass sie später wieder wasserreicher wurden, dann würde die Existenz jener Seen gar kein Beweis dafür sein, dass die Erosion eines Flusses der von ihm durchschnittenen Gebirgsfaltung gegenüber stets im Nachtheile sein muss. Die Frage der Entstehung jener Seen ist aber, wie schon angedeutet, eine vorläufig noch so verwickelte und es ist möglich, dass ihre Lösung mit der Erkennung so verschiedenartiger Factoren zusammenhängt, über deren wechselseitiges Verhältniss und über deren relative Bedeutung für jeden einzelnen Fall wir noch so wenig im Klaren sind, dass es nicht angezeigt sein mag, gerade auf solche Beispiele bei der Discussion des vorliegenden Problems zu greifen.

Beispielsweise lässt ja die unter das Meeresniveau weit hinabreichende Tiefe einiger dieser Seen nicht gerade vermuthen, dass bei der Entstehung derselben überall Flüsse als solche, das heisst in ihrer Eigenschaft als Oberflächenerscheinungen des festen Landes betheiligt waren, namentlich wenn man sich dabei noch der marinen Relictenfauna des Garda-Sees erinnert, über welche Peschel sich in seinen Problemen (1878, 3. Aufl. pag. 168) ausgesprochen hat. Auch hier also lässt sich, ähnlich wie vorher bei Besprechung des Banater Gebirges, die Querthal-Frage nicht mit so einfachen Mitteln behandeln, wie sie Löwl für ausreichend hält.

---

[1]) Vergleiche z. B. die diesbezüglichen Ansichten von Peschel und Penck. Wer sich für die Bildung von Seen und deren Beziehung zu Flüssen interessirt, der möge sich auch die Arbeit von Dokutschajeff über die russischen Flüsse verschaffen, über welche ich indessen leider nur durch ein kurzes Referat von Alenitzin (revue des études sur la géologie de la Russie, Petersburg 1881, congr. internat. de géogr.) unterrichtet bin. Die Löwl'sche Theorie von der Bedeutung der rückläufigen Erosion für die Beseitigung von Wasserscheiden scheint hier schon vorgetragen zu sein.

Wenn aber auch thatsächlich Flüsse, die heute eine Reihe von Gebirgsketten durchbrechen, im Verlaufe ihrer geologisch geschichtlichen Entwicklung stellenweise durch einen energischeren Faltungsprocess aufgestaut worden wären, was ja principiell gar nirgends ausgeschlossen zu werden braucht, so sind sie eben mit diesen Hindernissen etwas später fertig geworden. Es wären das dann kleine Episoden in der Geschichte dieser Flüsse, es wären besondere Formen, die der Kampf der Erosion gegen die fortlaufende Gebirgserhebung zeitweilig annimmt. Jene Geschichte aber in grossen Zügen betrachtet, würde sich noch immer zu dem Ergebniss summiren, dass die betreffenden Flüsse während der Emporhebung der Gebirge sich durch die letzteren hindurch gearbeitet haben. Das ist im Wesentlichen auch die Auffassung Heim's, der die Seen als „vorübergehende unbedeutende Phasen in der Geschichte eines Thales" bezeichnet.

Uebrigens wie dem auch sei, Löwl räumt ja selbst (l. c. pag. 409) vollständig ein, dass Querthäler, deren Bildung mit der Entwässerung von Seebecken zusammenfiel, „zu den Ausnahmen" gehören. „In der Regel findet man oberhalb der Durchbrüche weder einen See noch ein mit lakustren Ablagerungen ausgefülltes Becken". Auf diesen Umstand hatte auch ich in meiner ersten Arbeit über Querthäler besonderen Werth gelegt.

Ich gelange jetzt zur Besprechung desjenigen Einwandes gegen meine Theorie, den ich für den wichtigsten halte, und für dessen Betonung man Herrn Löwl zu besonderem Dank verpflichtet ist, weil hier in der That ein bisher noch unerledigter und für die Beurtheilung der Querthal-Frage bedeutungsvoller Gesichtspunkt zur Sprache gebracht wurde. Er betrifft das Verhältniss der Thalterrassen zu der Art der Aufrichtung eines Gebirges. Obgleich nun solche Thalterrassen häufiger in Längs- als in Querthälern vorkommen, so soll doch darin kein Vorwand gefunden werden, der angeregten Discussion auszuweichen.

Wenn die Erosion, schreibt Löwl, „zugleich mit der Faltung fortschritte, so müssten die Lateralterrassen, die alten Thalböden, welche ja durch alle späteren Dislocationen in Mitleidenschaft gezogen wurden, auffallende Krümmungen und Niveauveränderungen erkennen lassen. Dies ist aber nicht der Fall. In allen genau untersuchten Gebieten z. B. im Reuss- oder Linththale, erscheinen sämmtliche Gehängterrassen von den höchsten, also ältesten, bis herab zu den jüngsten gleichmässig geneigt und beweisen daher dass diese Thäler erst nach der Aufrichtung des Gebirges ausgespült wurden". In einer Anmerkung setzt dann der Verfasser hinzu: „Aus diesem Grunde darf auch die periodische Steigerung des Gefälles und das Wiedererwachen der Erosion nicht mit Hebungen, sondern eher mit säcularen Schwankungen des Meeresniveaus in Verbindung gebracht werden".

Es ist dies ein Gedanke, welcher sehr an gewisse Ausführungen erinnert, welche E. Suess in seiner vorläufigen Mittheilung über die vermeintlichen säcularen Schwankungen einzelner Theile der Erdoberfläche (Verh. d. geol. Reichsanstalt 1880, pag. 176 und 177) über die Verschiebung der Wasserscheiden und die Umkehrung des Gefälles von Flüssen gemacht hat, wie denn überhaupt das Problem der Querthalbildung in dem Sinne, wie es von Löwl behandelt wird, mit einer

eventuellen Stellungnahme zu der Frage der säcularen Schwankungen, in dem Sinne, wie die letztere von Suess behandelt wird, in einem viel innigeren Zusammenhange steht, als es auf den ersten Blick scheint.

Man darf hier an eine frühere, übrigens ebenfalls erst vor Kurzem erschienene Arbeit Löwl's über den Terrassenbau der Alpenthäler (Petermann's Mittheilungen 1882, Nr. 4) erinnern, wo es (pag. 138) heisst: „So führt uns der Terrassenbau der Erosionsthäler zu der neuerdings von Suess vertretenen Hypothese der periodischen Umsetzung des Weltmeers von den Polen zum Aequator und umgekehrt“.

Ich bedauere, wie schon bei anderer Gelegenheit, hier wieder auf's Neue, dass das Erscheinen des von Suess angekündigten diesbezüglichen Buches eine Verzögerung erfahren hat, ich bedauere das, weil die knappe Form der vorläufigen Mittheilung von Suess bei der ausserordentlichen Complicirtheit des dort behandelten Gegenstandes vielleicht missverständliche Auslegungen nicht ausschliesst. Ich selbst bin anfänglich für das Zuwarten jener grösseren Publication gegenüber eingetreten, da aber von anderer Seite die Ansichten von Suess escomptirt werden, und zwar in einer Frage, in der ich persönlich engagirt bin, so bleibt mir kaum etwas Anderes übrig, als mich mit dem Gegenstand abzufinden, soweit das Problem der Thalbildung davon berührt wird.

Wenn also der Einwand, den Löwl aus der Horizontalität der Thalterrassen gegen die Theorie von einem langsamen Einschneiden der Flüsse in ein sich hebendes Gebirge ableitet, in der Besprechung nicht getrennt werden kann, von den Ansichten über die Veränderlichkeit des Meeresspiegels, insofern Löwl sich die Gebirge der Querthalbildung gegenüber als präexistirend denkt und diese Thalbildung dann auf die Wirkung einer unter dem Einflusse der Meeresschwankungen stehenden Erosion zurückführt, so muss ich zuerst kurz präcisiren, inwieweit bei unserem Streite, meiner Auffassung nach, eine Bezugnahme auf solche Schwankungen zulässig, nothwendig oder verfrüht ist.

Man darf es im Princip völlig annehmbar finden, dass ein Steigen oder Fallen des Meeresspiegels eine Verlangsamung oder eine Beschleunigung der Erosion eines Flusses bewirken kann, welcher in ein von solchen Schwankungen betroffenes Meer mündet. Es wird auch sicherlich wünschenswerth sein, wenn dies Verhältniss für möglichst zahlreiche Fälle untersucht wird, und diese Untersuchung wird um so fruchtbarer sein, je sicherer die Existenz solcher Schwankungen feststeht, je besser bekannt ihr jeweiliger approximativer Betrag ist und namentlich je genauer sich deren zeitliches Eintreten oder deren zeitliche Wiederholung mit dem Vorkommen oder der Zahl der Thalterrassen für gewisse Gegenden in Correspondenz bringen lässt. Ob und inwieweit diese Bedingungen jetzt schon erfüllbar sind, wird ja die nächste Zeit lehren. So viel über die Zulässigkeit jener Bezugnahme.

Wenn wir weiter Umschau halten über das Vorkommen von Terrassen in Flussthälern, so dürfen wir zwei Gesichtspunkte nicht übersehen, welche für die Discussion unserer Frage, wie mir scheint, von principieller Bedeutung sind. Einmal ist bekannt, dass es Thäler gibt, die sich durch das gänzliche Fehlen solcher Terrassenanlagen auszeichnen, wie die neueren Untersuchungen in Bosnien und Griechen-

land gezeigt haben. Da diese Thäler oder doch die betreffenden Flusssysteme einen Ausgang zum Meer haben, so scheint die angeführte Thatsache zu beweisen, dass es Flüsse geben kann, welche sich bezüglich des Aufbaues von Terrassen von der supponirten Veränderlichkeit des Meeresspiegels unabhängig zu erhalten wissen. Diese Unabhängigkeit wird aber zweitens ebenfalls demonstrirt durch die Thatsache, dass es umgekehrt Flüsse gibt, welche in ihren Thälern einen deutlichen Terrassenbau aufweisen und welche nicht in das Meer münden.

Man wird wohl verzeihen, wenn ich hier Beispiele wähle, die mir gerade zur Hand sind, ich zweifle aber nicht daran, dass sich in Gebirgen, deren Flüsse in abflusslose Steppen münden, noch weitere Analogien zu diesen Beispielen werden finden lassen, welche in meiner Mittheilung über einige Bildungen der jüngeren Epochen in Nord-Persien (Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1881, I. Heft) erwähnt werden konnten. Unter den Flüssen, deren Terassenbildungen ich dort aufgezählt habe, gibt es mehrere, welche das Meer nicht erreichen und auch während der ganzen Quartärperiode nie erreicht haben, insofern die letzten marinen Absätze im Gebiete der persischen Hochsteppe, in welcher diese Flüsse sich verlieren, der Miocänzeit angehören. Zu diesen Flüssen gehören die Zuflüsse des Hablerud, Namens Waschi und Abigur i sefid bei Firuskuh (l. c. pag. 104) und vor Allem sind zu nennen die wunderbar deutlichen Terrassen des Dschedscherud bei Uschon und Rudek (l. c. pag. 102). Auch im unteren Theile des Gebirgslaufes des Keretsch-Flusses kommen dergleichen vor, obschon ich für dieses meist sehr enge und wilde Querthal im Uebrigen die Seltenheit oder das Fehlen derartiger Bildungen constatiren musste. Auch bei anderen Flüssen derselben Kategorie am Südabfall des Alburs habe ich wenigstens deren Einschneiden in mehr oder weniger mächtige Schotterabsätze nachgewiesen, wenn auch für diese Schotterabsätze nicht überall ein mehrfach terrassirtes Auftreten constatirt werden konnte. Diese Flüsse münden nun keineswegs in ein Meer, welches durch zeitweiliges Sinken seines Spiegels eine periodische Beschleunigung der Erosion hätte hervorrufen können, sondern in ein abflussloses Steppengebiet, dessen Oberfläche durch anwachsende Lössabsätze während der jüngst vergangenen Epoche an sich betrachtet sich eher erhöht als erniedrigt haben muss. Sind daher wirklich Veränderungen des Niveaus im Mündungsgebiete dieserFlüsse eingetreten, so könnten dieselben nur, sei es in einer Senkung des Steppengebietes, sei es in einer Hebung des Alburs-Gebirges gesucht werden, also jedenfalls in Boden-Bewegungen des festen Landes.

Die diesbezüglichen Erfahrungen, welche sich in der Gebirgsumwallung Nord-Persiens machen lassen, können aber in gewissem Sinne, obschon mit einiger Einschränkung, auch auf die Verhältnisse derjenigen Flüsse ausgedehnt werden, welche nicht in die Hochsteppe, sondern in das caspische Meer münden. Diese Flüsse, wie der dem Sefidrud zueilende Schahrud, der Talar, der Heras, der Tschalus und andere kleinere Bäche zeigen, wie ich in der citirten Mittheilung beschrieben habe, namentlich in denjenigen Flussstrecken, in denen sie stellenweise als Längsthäler entwickelt sind, die ausgesprochensten Terrassenbildungen. Nun aber ist das caspische

Meer bekanntlich ein Binnensee, dessen Zusammenhang mit dem Ocean schon zur Miocänzeit aufgehoben wurde (siehe die Aralo-Kaspische Niederung, Verh. d. geol. R. A. 1875 pag. 32), wie Neumayr im Gegensatz zu gewissen Ansichten von Schmick nachgewiesen hat. „Ich glaube hinreichend nachgewiesen zu haben," schreibt Neumayr am Schlusse seines Aufsatzes, „dass die Verhältnisse des Aralo-Kaspi-Beckens nichts für die von Herrn Schmick aufgestellten Theorien beweisen und überhaupt zu Folgerungen dieser Art wenig geeignet erscheinen." Zu Folgerungen dieser Art, das soll doch wohl heissen, zur Annahme von grossen relativen Niveauverschiebungen seit der Miocänzeit in Folge geänderten Wasserspiegels des Meeres, gleichviel, welche Complication von Ursachen derartigen Ueberfluthungen oder derartigem Zurücktreten des Meeresspiegels zu Grunde gelegt wird, (denn nur in der Begründung und bezüglich der Bedeutung solcher Niveauverschiebungen besteht eine Differenz zwischen Suess und seinen Vorgängern in dieser Frage, nicht bezüglich der Sache selbst.)

Eine Bestätigung der Neumayr'schen Anschauungen darf man wohl auch in den V. v. Möller'schen Erläuterungen zu den Resultaten der Reise Danilewsky's an den Manytsch erblicken (Bull. acad. Petersbourg 1878), insofern die von letzterem daselbst gesammelten Muscheln ausschliesslich kaspische Formen waren, daher die von ebendemselben Reisenden behauptete Verbindung des Asow'schen und kaspischen Meeres während der jüngsten geologischen Vergangenheit als eine unstatthafte Annahme erkannt wurde.

Wenn ich nun auch durchaus nicht behaupten will, dass durch die von Neumayr so erfolgreich discutirten Verhältnisse des Aralo-Caspi-Beckens die Eventualität der Schwankungen des Meeresspiegels für unsere Wissenschaft überhaupt beseitigt ist, wenn ich auch nicht einmal zu sagen mich getraue, dass im Hinblick auf die Verhältnisse dieses Beckens der eventuelle Betrag einer zeitweiligen Erhöhung des Meeresspiegels seit der Miocänzeit durch die Seehöhe der niedrigsten Wasserscheide jenes Beckens eine Maximalgrenze findet[1]), so steht doch das Eine fest, dass in Folge der Isolirung dieses Beckens die Schwankungen des oceanischen Meeresspiegels einen Einfluss auf die Terassenbildung der in dasselbe mündenden Flüsse nicht gehabt haben können, und dass solche Terassenbildung trotzdem vorkommt.

Nun freilich kann man sagen, dass auch der Spiegel des caspischen Sees nicht als constant angesehen zu werden braucht, wenngleich hierbei andere Ursachen für eine derartige Inconstanz massgebend sein müssen, als beim Ocean und seinen Dependenzen; man kann sich darauf

[1]) Die Wasserscheide zwischen dem caspischen See und dem schwarzen Meer ist bekanntlich nicht hoch über dem Spiegel des letzteren gelegen. Es können aber im östlichen Mittelmeergebiete noch in jüngster Zeit so bedeutende Veränderungen stattgefunden haben, eine Annahme, die Neumayr vertritt, und der ich mich seit meiner letzten Reise nach Klein-Asien nicht völlig entziehen kann, dass wir nicht zu behaupten vermögen, das Becken des schwarzen Meeres seinerseits sei gegen die oceanischen Gebiete immer offen gewesen, oder sei im Falle eines Abschlusses nur durch eine niedrige Wasserscheide von demselben getrennt gewesen. Immerhin dürfte aber die Seehöhe des niedrigsten Punktes der Wasserscheide des caspischen Sees gegen das Eismeer die Maximalgrenze für den Betrag aller „positiven Bewegungen" des Meeresspiegels seit der Miocänzeit abgeben können.

berufen, dass nach der Meinung einiger Forscher eine stetige Abnahme des Wassers im caspischen See wahrscheinlich ist, und ich bin sehr geneigt, dieser Meinung von einem Sinken des betreffenden Wasserspiegels beizupflichten, insofern also erleidet die Anwendbarkeit der vorher citirten Beispiele von Flüssen mit Terrassen für unsere Discussion eine Einschränkung. Ob aber die zum Theile sehr bedeutende Höhe, welche die Thalterrassen beispielsweise des Schahrud oder des Heras über der heutigen Thalsohle einnehmen, im Gleichgewichte steht zu dem Betrage, um welchen der Spiegel des caspischen Meeres seit seiner Abtrennung vom Ocean gesunken sein kann, insofern die Differenz des heutigen Wasserstandes des caspischen Sees gegen das schwarze Meer ja nur 80 Fuss beträgt, das überlasse ich vorläufig Anderen zur Entscheidung.

Aus dem Gesagten wird sich jedenfalls ergeben, dass eine Bezugnahme auf säculare Schwankungen des Meeresspiegels bei Erläuterung des Phänomens der Thalterrassen keine absolute Nothwendigkeit ist.

Wenn man nun auch die von Löwl bekämpften Ansichten von Heim und Bodmer vernachlässigt, denen zufolge an der Entstehung der verschiedenen Terrassen Hebungen der Gebirge und zwar ungleichmässige oder unterbrochen wirkende Hebungen der Gebirge während der Zeit der Flusserosion betheiligt sind, so bleibt uns doch noch immer eine weitere Perspective übrig, unter welcher wir die Frage der Terrassenbildung betrachten können, da, wie es scheint, verschiedene Forscher darüber einig sind, dass die Terrassenbildung auf Unregelmässigkeiten, oder besser Ungleichmässigkeiten in der Energie der Erosion zurückzuführen sei, was der Eine durch zeitweise vermehrtes Gefälle an der Mündung der Flüsse, der Andere durch ungleichmässige Hebungen im Ursprungsgebiet der Flüsse erklärt (vergl. Bodmer, Terassen- und Thalstufen der Schweiz p. 6), so ist zu untersuchen, ob dies die beiden einzigen Möglichkeiten sind, die zur Erläuterung des Falles in Betracht kommen können.

Ich komme immer wieder auf meinen alten Satz zurück: Zur Erosion gehört Wasser. Da fragt es sich nun, ob nicht eine gewisse Periodicität in klimatischen Verhältnissen, ob nicht eine Aufeinanderfolge von Zeiten reichlicherer und geringerer atmosphärischer Niederschläge bald eine Steigerung, bald eine Abschwächung der Erosionsthätigkeit eines Flusses bewirken kann, oder vielmehr darum frägt es sich gar nicht, das ist ja principiell selbstverständlich, es frägt sich, ob nicht die Annahme einer derartigen Aufeinanderfolge graduell wechselnder klimatischer Bedingungen für die Beleuchtung unserer Frage Bedeutung gewinnen kann. Es darf hier an die von mir bereits in meiner Arbeit über die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Lemberg (Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1882 pag. 78 dieser Arbeit) citirten diesbezüglichen Beobachtungen von Richthofen in China und von Axel Blytt in Skandinavien erinnert werden. Was hier bezüglich quartärer Bildungen für China und Skandinavien dargethan wurde, was ich ferner für gewisse Verhältnisse der galizischen Tertiärbildungen wahrscheinlich zu machen suchte, das kann auch anderwärts Geltung erlangt haben.

Bevor derartige Vermuthungen nicht widerlegt oder als unmöglich hingestellt sind, darf aber eine ausschliessliche Bezugnahme auf die

Schwankungen des Meeresspiegels bei der Discussion des Terrassen-Problems als verfrüht gelten, selbst wenn man, wie gesagt, von „Hebungen“ des Bodens oder der Gebirge nichts wissen will. Eine unparteiische Behandlung jenes Problems wird aber wahrscheinlich allen drei Factoren, die hier erwähnt wurden, Rechnung zu tragen haben, obschon es schwer sein mag, dabei einen jeden derselben im Vergleich zu den anderen auf sein richtiges Mass zurückzuführen.

Warum will man nun aber schon heute so weit gehen und die allmäligen Hebungen der Gebirge oder ganzer Gebiete nicht mehr gelten lassen, ausser wenn sie mit Sicherheit auf einen nachweisbaren Faltenwurf zurückzuführen sind? Hier kommen wir auf die Frage, welche sich an die annähernde Horizontalität der Flussterrassen knüpft, gleichviel ob nun Terrassen im anstehenden Fels oder terrassirte Flussabsätze darunter verstanden werden.

Erinnern wir uns zuvor noch einmal der Worte Löwl's: „In allen genau untersuchten Gebieten erscheinen sämmtliche Gehängterrassen von den höchsten, also ältesten bis herab zu den jüngsten gleichmässig geneigt und beweisen daher, dass diese Thäler erst nach der Aufrichtung des Gebirges ausgespült wurden“.

Erinnern wir uns ferner, dass Heim und Bodmer, ganz ähnlich wie ich selbst, die durch lange Zeiten fortgesetzte Hebung von Gebirgen zum Ausgangspunkt ihrer Betrachtung der Thalbildung gemacht haben, und sehen wir jetzt zu, wie Löwl die Meinungen von Heim und Bodmer bekämpft. Dazu sind wir genöthigt, auf die ältere Schrift Löwl's über den Terrassenbau der Alpenthäler zurückzugreifen. Er schreibt dort (l. c. pag. 137) Folgendes:

„Es ist nun nicht zu läugnen, dass Heim's Theorie sowohl unserer Kenntniss von den Wirkungen des fliessenden Wassers, als auch der früher nachgewiesenen Unabhängigkeit des Terrassenbaues von der Natur und Lagerung der Gesteine vollkommen gerecht wird. Sie muss aber demungeachtet auf sehr schwachen Füssen stehen, denn Heim sieht sich gezwungen, das periodische Wiedererwachen der Erosion auf Hebungen des Gebirges zurückzuführen. Ein Heim und ein Schüler Heim's gebrauchen das verpönte Wort „Hebung“! Welcher Kraft aber könnte diese Hebung der Alpen lange nach ihrer Faltung zugeschrieben werden? Vielleicht Hopkin's elastischen Dämpfen oder feurigflüssigen Gesteinsmassen? Sollen wir dem Terrassenbau des Reussthales zu Liebe zu Hypothesen zurückkehren, die man für immer abgethan hielt?“

Man wird nicht überall zugestehen, dass diese Beweisführung ganz vorurtheilsfrei ist. Den Ansichten Heim's und Bodmer's kann, wie es scheint, nur entgegengehalten werden, dass ein Suess und ein Schüler von Suess statt des Wortes Hebung, die Worte säculare Schwankungen des Meeresspiegels gebrauchen. Sollen wir aber dem Terrassenbau der Alpenthäler zu Liebe zu Hypothesen greifen, die vorläufig wenigstens noch nicht bewiesen sind, oder welche doch, wie wir sahen, auf Verhältnisse sich beziehen, deren Zusammenhang mit der Bildung der Thalterrassen kein nothwendiger ist.

Als Naturforscher müssen wir nun einmal die Beobachtung der Speculation vorausgehen lassen. Wenn trotzdem, und weil der Menschen-

geist das Bestreben hat, die Lücken des Wissens durch Entwicklung von Ideen zu überbrücken, eine vorausblickende und der Beobachtung vorauseilende Speculation ihre volle Berechtigung hat, so dürfen doch die Ergebnisse einer solchen nicht mit unbedingter Sicherheit zu Beweisführungen verwendet werden. Auf der anderen Seite aber widerspräche es nicht minder dem Geiste der Naturforschung, wollten wir alle solche Thatsachen läugnen oder ignoriren, für die wir zur Zeit noch keine Erklärung wissen, oder welche in irgend ein herrschendes oder bevorzugtes System nicht hineinpassen.

Wie glücklich hat nicht beispielsweise Suess in seiner „Entstehung der Alpen" den Nachweis geführt, dass (abgesehen von den Alpen selbst, über welche dann abweichende Meinungen laut geworden sind[1]) viele Gebirge einen einseitigen Bau aufweisen. Wenn nun für einige dieser Gebirge ein horizontal wirkender Druck oder Schub nach Norden zu als Entstehungsursache angenommen wurde und wenn dabei gleichzeitig von Einstürzen, von abgesunkenen Schollen und Senkungsfeldern im Süden derselben Gebirge als von Begleiterscheinungen jenes Druckes gesprochen wurde, so ist das physikalische Räthsel doch noch ungelöst, wieso der einseitige gebirgsbildende Druck gerade von der Seite ausgehen konnte, auf welcher, wie jene Senkungsfelder beweisen, eine ungeheure Nachgiebigkeit des Terrains geherrscht haben muss, während doch nach den weiteren Ausführungen von Suess denselben Gebirgen nordwärts ältere, feste und ziemlich unnachgiebige Schollen vorlagen, welche sich als Stauungshinderniss jenen Druckerscheinungen gegenüber bewährt haben sollen. So schwer es also auch ist, sich ohne besondere Zuthaten einen Druck vorzustellen, der gewissermassen von einem Loch ausgeht und dann auf eine feste unnachgiebige Scholle wirkt in der Art, dass die Massen zwischen dem Loch und der festen Scholle zu Gebirgen aufgethürmt werden, so unerklärt also auch zur Zeit noch der diesbezügliche Vorgang ist, so wird man doch den von Suess hervorgehobenen einseitigen Bau jener Gebirge desshalb noch nicht läugnen wollen.

Wir warten eben ab, bis sich für solche Dinge eine passende Erklärung findet, ohne desshalb bestehende Thatsachen als ungeschehen oder ungesehen aufzufassen.

Der Philosoph, er weiss es nicht zu fassen,
Da liegt der Fels', man muss ihn liegen lassen;
Zu Schanden haben wir uns schon gedacht.
Das treu gemeine Volk allein begreift
Und lässt sich im Begriff nicht stören.

(Göthe's Faust, zweiter Theil 4. Aufzug.)

So wird es nun auch in unserem Falle zunächst das Beste sein, die Berge stehen zu lassen, wo und wie sie sind, ohne gerade bei Erörterung des Problems der Querthäler, welches wir, Herr Löwl und ich, gemeinschaftlich als Oberflächenerscheinung betrachten, eine Discussion der abyssischen Factoren einzuleiten, durch deren Betheiligung die Gebirgsbildung principiell bedingt ist oder sein könnte. Wir haben

---

[1]) Vergleiche Bittner Judicarien (Jahrb. d. geol. R.-A. 1881, pag. 370).

also desshalb auch gar nicht nöthig „zu Hypothesen zurückzugreifen, die man für immer abgethan hielt.“

Wie erklären wir das Vorkommen mächtiger, ganz ebenflächig gelagerter Schichtenreihen in hohen Gebirgen? In der Gegend des Mont Perdu in den Pyrenäen, sagt Daubrée (Experimentalgeologie l. c. pag. 281) sind „die Kreide- und Nummuliten-Schichten in horizontaler Lage bis zu einer Höhe von ungefähr 3000 Meter gehoben“. Der Colorado Cañon (Zeitschr. f. Erdkunde, Berlin 1878, pag. 308) schneidet sich in horizontal gelagerte Bildungen 5000 Fuss tief ein, und nach Hartung (ebendort pag. 274) sind die Bodenbewegungen auf der Insel Madeira, wo miocäne Absätze bis zur Höhe von 1350 Fuss gehen, ganz ohne Spuren von Faltung oder Verwerfung verlaufen. Die Annahme, dass einst das Meer, welches alle diese Schichten absetzte, der heutigen Lage derselben entsprechend höher stand, wäre doch etwas kühn. Es wäre dies ein Zurückgreifen auf den Standpunkt Herodot's. Glauben wir aber, wie ich das selbst schon einmal hervorgehoben habe (Umgebung von Lemberg, Jahrb. d. geol. R.-A. 1882, pag. 99), dass wir es in solchen Fällen mit den Bruchstücken möglicherweise einer Faltung von grosser Amplitude zu thun haben, dann ist das schliesslich nur ein anderer Ausdruck für die Bezeichnung gewisser Erscheinungen, die man sonst unter dem Begriff der secularen Hebungen des Bodens zusammengefasst hatte. Es wird indessen noch vieler Untersuchungen bedürfen, ehe man feststellen kann, dass man in allen derartigen Fällen thatsächlich nur gewöhnliche Faltenerscheinungen grösseren Styls vor sich sieht.

Löwl scheint aber sogar die Falten von grosser Amplitude in unseren Hochgebirgen nicht gerne zu sehen.

Geben wir ihm desshalb wieder das Wort. Er sagt weiter: „Der Verfasser des Mechanismus der Gebirgsbildung kann unter einer allgemeinen Hebung der Alpen nichts Anderes verstehen, als eine mittelbar durch die Schrumpfung des Erdkerns und unmittelbar durch die Runzelung der Erdrinde hervorgerufene Falte von ungeheurer Amplitude. Doch eine solche Falte kann vielleicht in einer Region, welche vorher nicht dislocirt war, aufgetrieben werden, nie aber in einem Gebirge, welches so complicirte Faltungen, Brüche und Ueberschiebungen aufzuweisen hat, wie unsere Alpen.“ Jede daselbst in der Lithosphäre vorhandene Spannung müsse sich sofort an unzähligen Angriffspunkten zersplittern. „Sie ist nicht mehr im Stande, eine einzige Falte von grosser Amplitude zu erzeugen, sondern wird unmittelbar in eine ganze Reihe untergeordneter, im Gebirgsbaue verzeichneter tektonischer Erscheinungen umgesetzt. Hier ist ein Bruch zu vergrössern, dort gilt es ein aufrechtstehendes Gestein zu überstürzen oder eine zusammengedrückte Falte zum Bersten zu bringen und den einen Flügel über den andern hinwegzuschieben. Solche Vorgänge, ohne welche man sich die „Hebung“ eines Faltengebirges gar nicht denken kann, müssten begreiflicherweise in den Resten der alten Thalböden zum Ausdruck kommen, die Lateralterrassen müssten in ihrem Verlaufe auffallende Unregelmässigkeiten und Niveauschwankungen erkennen lassen. Davon ist jedoch nichts wahrzunehmen. Die alten Thalböden behalten vielmehr auf weite Entfernungen hin dasselbe Niveau bei und beweisen daher genau so wie

horizontal gelagerte Transgressionen über dislocirten Schichten, dass sie erst nach dem Abschlusse der Gebirgsbildung entstanden. Hiemit ist Heim's Theorie widerlegt."

So einfach und schnell geht aber, glaube ich, die Sache auch hier nicht. Wenn freilich die „horizontal gelagerten Transgressionen über dislocirten Schichten" beweisen würden, dass diese letzteren seit dem Beginn jener Transgressionen in beständiger Ruhe verharrten, dann liesse sich auf den vorgeführten Gedankengang eingehen. Ein solcher Nachweis wäre aber zuerst zu führen. Wir dürfen hier wohl wieder zurückgreifen auf die vorangegangenen Erörterungen der diesbezüglichen Verhältnisse der Appalachen sowohl wie des serbisch-banater Gebirges. In dem einen Falle sahen wir, wie die aufgerichteten Schichten des huronischen Systems von paläozoischen Schichten transgredirend überlagert wurden, in dem anderen, wie die Falten der jurassischen und neocomen Schichten schon aufgerichtet waren, als die Ablagerung der meist flach gestellten, plateaubildenden Schichten der oberen Kreide begann. In beiden Fällen aber waren die Gebirge in der Gestalt, wie wir sie heute vor uns sehen, beim Abschlusse der betreffenden Transgressionen noch nicht fertig. Anders verhält es sich wohl auch nicht bei gewissen neuerdings von Freiherrn v. Richthofen geschilderten Gebirgen des nördlichen China, in welchem ja beispielsweise die Transgression der mächtigen sinischen Schichtengruppe über den aufgerichteten älteren Bildungen eine so wichtige Rolle spielt. Solche Beispiele lassen sich aber sicherlich zu Dutzenden beibringen.

In der Umgebung des serbisch-banater Gebirges haben wir sogar den Fall kennen gelernt, dass die tertiären Schichten fast immer viel steilere Schichtenstellung aufweisen als die flach gelagerten Plateaus der oberen Kreidekalke, was naturgemäss auf die Vermuthung führt, dass die breite Hauptmasse des Gebirges, innerhalb deren verschiedene ältere Falten ausgeprägt sind, sich mehr als Ganzes gehoben hat, während derselben Zeit, in der beispielsweise die Paludinenschichten jener Gegenden zum Theile senkrecht aufgerichtet wurden.

Eine derartige Vermuthung trifft vollkommen mit der Anschauungsweise Heim's bezüglich der Alpen zusammen. Derselbe schrieb (Mechanismus der Gebirgsbildung, 2. Theil p. 232): „Bei der Stauung der äussersten, also zunächst der Molassefalten, können sich die inneren Zonen der Alpen als Ganzes wohl noch gehoben haben, aber ihre einzelnen Falten sind untereinander im Wesentlichen starr geblieben. Die inneren Falten sind nicht nur in ihrem Anfang älter als die äussern, sondern sie waren längst fertig und unveränderlich geworden, als in den äusseren sich die Stauung noch fortsetzte. Eine spätere genaue Untersuchung, wie weit die alten Terrassen der inneren Thäler sich nach aussen verfolgen lassen, wird vielleicht bestimmte Beziehungen zwischen je einem Terrassenniveau und der Stauung einer der äussern Ketten lehren."

Löwl hat bei seinen Ausführungen vollkommen übersehen, dass sich ältere Dislocationen späteren Störungen gegenüber passiv verhalten können, dass also die Art, wie jüngere Störungen auftreten, durchaus nicht immer durch die Dispositionen schon vorhandener Dislocationen vorgezeichnet sind, wie er das auseinandergesetzt hat. Das ist keine Hypothese, das ist bereits etwas positiv Erkanntes.

Diejenige Kategorie von Fällen, bei denen das am Klarsten sich darstellt und auch am Längsten erkannt ist, sind die Verhältnisse bei Brüchen und Spalten. Die Gänge als Ausfüllungsmassen von Spalten bieten hier prächtige und zahlreiche, zum Theile in jedem Lehrbuch abgehandelte Beispiele. Jeder ältere Gang verhält sich einem jüngeren in anderer Richtung den ersteren durchsetzenden Gang gegenüber vollkommen passiv. Sobald sich also die Spalte für den jüngeren Gang bildete, galt es nicht blos „einen Bruch zu vergrössern“, sondern einen neuen, unabhängig von dem älteren, zu schaffen. Dieser Satz gehört zu den ältesten Errungenschaften der Geologie und wird beinahe durch jeden Bergbau illustrirt.

Das Gleiche gilt für Faltungen und Hebungen. Insofern Faltungen freilich ihren Ausdruck in bestimmten Streichungslinien und Schichtenneigungen finden, wird es, sofern eine Gebirgsmasse nach der ersten Faltung von Faltungen anderer Richtung ergriffen wird, nicht immer leicht sein, aus den später beobachtbaren Erscheinungen des Streichens und Fallens den Antheil zu reconstruiren, der einer jeden der beiden Druckbewegungen auf jene Gebirgsmasse zukommt. In solchen Fällen mögen sich manchmal als sichtbare Resultanten zweier verschiedenartiger Kraftäusserungen jene eigenthümlichen Drehungserscheinungen einstellen, wie sie vor Kurzem Lossen aus dem Harz geschildert hat (Ueber den Zusammenhang zwischen Falten, Spalten und Eruptivgesteinen im Harz, Berlin 1882, aus d. Jahrb. d. preuss. geol. Landesanst. für 1881), denn von der Aufrichtung dieses Gebirges konnte nachgewiesen werden, dass sie unter dem Einflusse zweier in Richtung und Alter verschiedener Schubrichtungen steht, mag es auch für den über die Detailverhältnisse des Harzes weniger orientirten Leser nicht immer leicht sein, den stets die volle Orientirung voraussetzenden Ausführungen Lossen's zu folgen.

Abgesehen aber vom Harz sind ja gerade in der neueren geologischen Literatur wieder nicht so selten Beispiele von Interferenzerscheinungen verschiedener Hebungs- oder Störungssysteme besprochen worden. Ich selbst konnte in meinen Bemerkungen über die Tektonik des Albursgebirges (Jahrb. d. geol. R.-A. 1877, p. 394 u. 421) auf Aehnliches zu sprechen kommen und habe auch bei dieser Gelegenheit auf hierher gehörige Beispiele aus der älteren Literatur verwiesen. Ich erinnere ferner an die Ausführungen von M. Neumayr über diesbezügliche Verhältnisse in Griechenland (Densksch. Akad. d. Wiss. math. naturw. Kl. Wien 1880, 40 Bd., pag. 388—394) und an die Darstellung Richthofen's (China 2. Bd. pag. 635) über das Anschaaren des sinischen Faltensystems an dasjenige des Kwenlun. Neumayr (l. c. 394) spricht ausdrücklich von einem vielfachen „Eingreifen verschieden orientirter und ungleich alter Bewegungen in einander“.

Nun bitte ich, diese Beweisführung nicht etwa in ähnlicher Weise misszuverstehen, wie das bezüglich der früher erwähnten Erosionsverhältnisse des Simeto geschehen ist. Ebensowenig wie dort der Lavastrom des Aetna als eine dem Fluss sich vorlegende Falte oder doch als einer solchen Faltung gleichbedeutende Erscheinung aufgefasst wurde, wie mir das Löwl untergeschoben hat, eben so fern liegt es mir, hier aus den angeführten Beispielen einen directen Schluss auf das Vorkommen

von Interferenzerscheinungen verschiedener Störungen in den Alpen zu machen, aus denen Heim und zum Theile auch Löwl ihre Beispiele für diese Frage genommen haben. Was ich zunächst darlegen wollte, ist nur, dass es principiell vollkommen feststeht, dass die späteren Störungstendenzen in einer Gebirgsmasse oft ganz unabhängig von früheren Dislocationen sich Geltung verschaffen können, in dem Sinne, dass dieselben nicht nöthig haben, sich „unmittelbar in eine ganze Reihe untergeordneter im Gebirgsbau vorgezeichneter tektonischer Erscheinungen umzusetzen,“ wie Löwl behauptet hat, dass also auch Heim's Ansichten über die Möglichkeit einer Hebung der inneren Theile der Alpen „als Ganzes“, wenigstens durch die von Löwl entwickelten Gründe, durchaus nicht widerlegt sind.

Konnten sich aber grosse Partien unserer Gebirge als Ganzes heben, gleichviel ob wir die Ursachen einer derartigen Bewegung heute schon zergliedern können oder nicht, dann verliert die annähernde Horizontalität der mitgehobenen Flussterrassen ihre Beweiskraft für Löwl's Ausführungen gegen die von mir sowohl wie von Heim vertretene Anschauung von einem Ausfurchen der Querthäler während des fortgesetzten Aufsteigens der Gebirge.

Auch die viel berufenen alten Strandlinien und Strandterrassen der norwegischen Küste werden bei der Discussion der vorliegenden Frage in Betracht kommen dürfen. H. v. Dechen hat in seiner bekannten Kritik der vorläufigen Mittheilungen von Suess über die säcularen Schwankungen des Meeresspiegels sich speciell auf die skandinavischen Terrassen bezogen, um die Vorstellung von der Veränderlichkeit des Meeresspiegels anzuzweifeln, welche schon vor alter Zeit Celsius und Linné vertreten hatten und die Suess jetzt wieder aufnahm. Dechen hatte den Ansichten von Suess so bemerkenswerthe und naheliegende Einwände entgegengehalten, dass man wohl annehmen durfte, dieselben seien Suess vor der Verlautbarung seiner Ansichten keineswegs entgangen. Wenn wir nun auch desshalb von der Möglichkeit überzeugt sein dürfen, dass es Suess gelingen wird, jene Strandlinien mit seiner Theorie in passende Verbindung zu bringen, und wenn wir auch, nach wie vor, dem Erscheinen des von Suess angekündigten Buches schon der voraussichtlich meisterhaft beherrschten Literatur wegen mit besonderer Freude entgegensehen, so werden wir doch durch die Verhältnisse jener Strandlinien, welche, wie z. B. Lehmann ausführlich gezeigt hat, echte Küstenlinien sind, mit Nothwendigkeit zu der Annahme geführt, dass die Küstenlandschaften Norwegens sich gehoben haben, und zwar selbstständig und unabhängig von Bewegungen des Meeresspiegels, welche ja nebenher ebenfalls stattgehabt haben können, in einer Weise, über die wir Näheres noch zu erfahren hoffen.

Mir ist im Augenblicke die Literatur[1]) über die Einzelheiten jener Strandlinien zu wenig geläufig, um die betreffenden Details mit der nöthigen Kritik verwenden zu können, ich vermag desshalb nicht zu entscheiden, ob die zum Theile bedeutenden Höhendifferenzen der ein-

[1]) Ausführliches darüber findet man in den verdienstvollen Schriften R. Lehmann's (Programm d. Realschule im Waisenhause zu Halle, Halle 1879 und neue Beiträge zur Kenntniss ehemaliger Strandlinien in anstehendem Gestein in Norwegen in der Zeitschr. für d. ges. Naturw. Berlin 1881, pag. 463.)

zelnen Strandlinien ausschliesslich auf der grösseren Zahl solcher Linien beruhen oder ob local in verschiedenen Höhen auftretende Strandlinien verschiedener Punkte im Zusammenhange stehen in einer Weise, dass die Zahl der Strandlinien durch jeweilige Combination verschieden hoch gelegener Linien zu einer fortlaufenden gebrochenen, gewölbten oder auch beispielsweise von Nord nach Süd [1]) geneigten Linie sich vereinfachen liesse. Wie Dechen betonte, hat allerdings bereits Naumann in seinem Lehrbuch der Geognosie auf die sehr verschiedenen Höhen, zu welchen oft ein und dieselbe Strandlinie ansteigt, hingewiesen, um der Annahme, die sichtbaren Strandlinien rührten von einem Sinken des Meeresspiegels her, entgegenzutreten, allein für alle diese einzelnen Verhältnisse wollen und müssen wir die von Suess zu gebende Kritik jener Erscheinungen abwarten. Es ist ein allgemeinerer Grund, der uns zu der Annahme einer Hebung der norwegischen Küstenstriche seit der Diluvialzeit führt, und zwar einer Hebung in demselben altväterischen Sinne, in welchem sich Heim die Hebung gewisser Theile der Alpen „als Ganzes" gedacht hat.

In meiner Arbeit über die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Lemberg habe ich im Anschlusse an die Besprechung des nordischen Erraticums dieser Gegend und an die Discussion der bezüglich der Entstehung des nordischen Erraticums siegreich sich ausbreitenden Gletschertheorie jenes allgemeinen Grundes bereits (pag. 102 der Arbeit) gedacht. Die Differenz zwischen dem Meeresspiegel und der Höhe der norddeutschen Ebene kann nämlich seit dem Ende der Glacialzeit nur um einen unwesentlichen Betrag modificirt worden sein. Andererseits wird allgemein angenommen, das gewisse Theile Norwegens seit derselben Zeit um den Betrag von einigen hundert Fuss über den Meeresspiegel emporgestiegen sind. Nach dem gegenwärtigen Stande unserer Kenntniss und selbst beim aufrichtigen Zugeständniss einer nur irgendwie zulässig grossen Verschiebbarkeit des Meeresspiegels, derzufolge das Meer im Norden zeitweilig einen höheren Wasserstand gehabt haben könnte als weiter südwärts, kann der Ausgleich der Schwierigkeit, welche in der von mir versuchten Gegenüberstellung liegt, nur auf Grund der Annahme einer thatsächlichen Hebung Norwegens gedacht werden.

In Schottland kennt man ähnliche Erscheinungen wie in Norwegen. Nach Helland (Zeitschr. d. deutschen geolog. Ges. 1879, pag. 755) und anderen Beobachtern weisen aber die Orkney's-Shetlands- und Faröer-Inseln keine alten marinen Terrassen an ihren Küsten auf. Es müssten also zur Zeit der norwegischen Terrassenbildung die die Nordsee umgebenden Festlandsmassen in beträchtlich ungleicher Weise unter den Meeresspiegel untergetaucht gewesen sein. Aber, selbst wenn wir mit Penck (Schwankungen des Meeresspiegels, München 1882) diese Ungleichheit theilweise auf die verschieden grosse Massenattraction jener Festlandsmassen und ihrer eventuellen Eisbedeckungen schieben wollten (ein wichtiger Factor, den Suess in seinen vorläufigen Bemerkungen ganz unberücksichtigt gelassen hatte), so ist es doch kaum

[1]) Solche von Nord nach Süd langsam oder schwach geneigte Linien würden den Erfordernissen von Suess' Hypothese entsprechen, was ich hier nicht näher ausführen kann und daher bei Suess nachzulesen bitte.

wahrscheinlich, dass dieser Umstand für relativ so kurze Distanzen zu solchen Höhendifferenzen des Wasserspiegels hätte führen können. Ja selbst wenn wir die Massenanziehung der skandinavischen Halbinsel nebst der glacialen Bedeckung für ausreichend halten würden, um eine so bedeutende Schiefe des Meeresspiegels zwischen der norwegischen Küste und den an Masse um so viel kleineren Faröern hervorzurufen, so bliebe noch immer die Differenz zwischen dem höheren Wasserstande in Norwegen und dem tieferen an den norddeutschen Küsten zu erklären, denn für diese letzteren würde doch wieder die Massenanziehung des mitteleuropäischen Continents zur Geltung gelangt sein. Das Alles spricht vorläufig für thatsächliche Aufwärtsbewegungen des festen Landes an der Westküste Skandinaviens, unbeschadet gewisser Aenderungen des Meeresspiegels, die immerhin vorgekommen sein mögen.

Hat sich aber das norwegische Gebirgsland gehoben und sind trotzdem die alten Strandlinien und Terrassen, wenn auch wahrscheinlich nicht längs der Gesammtausdehnung der ganzen Küste, so doch local, soweit und weiter als der Gesichtkreis eines Beschauers reicht, horizontal geblieben, dann ist auch hier der Beweis geliefert, dass die fortdauernde Emporhebung eines Gebirges nicht nothwendig im Sinne Löwl's eine Veränderung oder Zerstückelung von Terrassen entsprechend den im Gebirgsbau bereits vorgezeichneten Dislocationen zu bewirken braucht.

Wenn also Jemand in Anwendung meiner Querthal-Theorie davon sprechen will, dass ein Fluss nicht selten im Stande war, den Dislocationsthätigkeiten zum Trotze sein Bett zu vertiefen, welche sich in den zu durchsägenden Terrains bemerkbar machten, so hat er selbstverständlich dies nur auf diejenigen Dislocationsthätigkeiten zu beziehen, welche während der Zeit des Bestehens des Flusses in Wirksamkeit getreten sind und nicht auf solche präexistirende Störungen, die sich den späteren Dislocationen gegenüber passiv verhalten.

Andererseits aber ist die Frage, ob nicht stellenweise durch Gebirgsstörungen, welche mehr innerhalb kleinerer Räume wirkten, eine Dislocation auch der Flussterrassen innerhalb eines Thalsystems thatsächlich stattgefunden hat, noch viel zu wenig studirt worden, um sie für alle Fälle zu verneinen. Herr Löwl läugnet davon zwar nicht die theoretische Möglichkeit, weil er sich im Gegentheile auf diese Möglichkeit irrthümlich wie auf eine Nothwendigkeit für die angeblichen Erfordernisse meiner Theorie stützt, wohl aber meint er, dass dergleichen thatsächlich nicht vorkomme, oder weil nicht bekannt, auch nicht vorkommen könne. Die Sache ist aber vielleicht nur die, dass alte Flussmarken, wie Einschnitte der Flüsse in anstehendes Gestein oder Schotterabsätze der Flüsse dort, wo sie eben nicht terrassirt vorkommen, sehr leicht der Beobachtung entgehen, und dass ihre Deutung, wo sie etwa beobachtet wurden, oft grossen Schwierigkeiten unterliegt, so dass die etwaigen Beziehungen derselben zu bestimmten Flüssen einerseits und zu bestimmten Gebirgsstörungen andererseits nicht im Handumdrehen zu ermitteln sind. Die annähernd horizontalen Flussterrassen im gehobenen und dislocirten Gebirge stellen also nur eine bestimmte Kategorie von den Erscheinungen vor, welche sich aus der Wechselwirkung der Gebirgsbildung und der Thätigkeit der Flüsse ergeben, und zwar die am leichtesten kenntliche Kategorie; wir müssen aber wohl abwarten,

ob uns ein weiteres Studium nicht auch mit solchen Erscheinungen bekannt machen wird, wie sie Löwl für die Bestätigung meiner Theorie, wenn auch, wie wir sehen, mit Unrecht, als erforderlich aufzufassen scheint.

In den neuen Studien in der Sandsteinzone der Karpathen (Jahrb. d. geol. Reichs-Anstalt 1879, pag. 240), habe ich eigenthümliche Denudationserscheinungen an den pittoresken Felsen von Bubniszcze südlich von Bolechow in Ost-Galizien beschrieben, welche sich in zweimaliger Wiederholung übereinander befanden. Diese Denudationswirkungen sahen entschieden so aus, „als ob sie von einem Flusse herrührten, und doch befinden sich die betreffenden Felsen auf der Höhe eines Gebirgsrückens zwischen dem Bache Mlynowka bei Bubniszcze einerseits und den Bächen Kamina und Tyszownica andererseits". Da die Erscheinung isolirt schien und sich demnach vorläufig eine etwaige Continuität mit anologen Erscheinungen an anderen Bergen der Gegend nicht nachweisen liess, musste ich darauf verzichten, eine Erklärung dafür zu finden. Die beschränkte Zeit, welche uns bei den geologischen Aufnahmen in der Regel zur Verfügung steht, gestattet selten derartige Gegenstände weiter zu verfolgen. Wie viele ähnliche Fälle mögen namentlich von solchen Geologen, die bei ihren Untersuchungen, was auch nur gebilligt werden kann, das Hauptaugenmerk auf Gesteine und etwaige Versteinerungen richten, übersehen, oder, wenn gesehen, doch nicht weiter beachtet und am allerwenigsten beschrieben worden sein.

Wenn nun auch die Richtung der Denudationsmarken hier keineswegs mit der Richtung des Schichtenfallens übereinstimmt, was auch selbst im Sinne von Löwl's Erwägungen kein Erforderniss wäre, so bleibt hier doch die Vermuthung nicht ausgeschlossen, dass wir es bei Bubniszcze mit einem Fragment einer alten Flussmarke zu thun haben, welche durch die fortgesetzte Aufthürmung des Gebirges zerrissen und dadurch in ihrem Zusammenhange unkenntlich gemacht wurde.

Insoferne gewisse Schottermassen bei Kemard auf der Südflanke des persischen Alburs zum Dschedscherud gehören, wie ich das in dem Aufsatz über jüngere Bildungen in Nord-Persien (Jahrbuch d. geol. R.-A. 1881, pag. 68 u. s. w.) auseinanderzusetzen versuchte, insoferne lässt sich auch sagen, dass in diesem Theile des Dschedscherudgebietes ein mächtig entwickelter alter Flussschotter vorkommt, welcher wenigstens keine terrassirte Oberfläche mehr besitzt. Eine andere Stelle aus derselben Abhandlung kann ich mir nicht versagen, wörtlich anzuführen: „Abwärts östlich von Aminabad, gegen den Kasan zu, bemerkt man nach einiger Zeit Kalkconglomerate, welche zum Theile deutlich horizontal geschichtet sind. Die grosse Höhe, in der hier die Conglomerate vorkommen, fiel mir ganz besonders auf, und doch fand ich mich nicht veranlasst, dieselben als dem älteren Schichtencomplexe angehörig zu betrachten, aus welchem das Gebirge hier zusammengesetzt ist. Die Conglomerate erscheinen durchaus als ein oberflächlich dem sonst vielfach gestörten Gebirge auf- und angelagertes jüngeres Formationsglied. Ich möchte für diese durch den Ort ihres Auftretens mir ziemlich unverständlich gebliebene Bildung die ganz besondere Aufmerksamkeit eines meiner Nachfolger erbitten. Sollte einer der

heutigen Flüsse, etwa der Kasan, einst bis zu dieser Höhe die Abhänge des Takht-Ali bespült haben, so wäre man in grosser Verlegenheit für das jenseitige Ufer desselben. Keines der zunächst schrägüber befindlichen Berggehänge erreicht auch nur entfernt die Höhe des Vorkommens dieser Ablagerungen." Das wäre wieder so ein Fall, wo es denkbar wäre, dass ein Stück von einer ehemaligen Flussterrasse von der gebirgsbildenden Bewegung erfasst und mit nach aufwärts geschleppt wurde. Endlich darf auch an unsern alpinen Hochgebirgsschotter erinnert werden, den Peters (Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1855, pag. 553) ober dem Drauthal bis zu 5000 Fuss Höhe beobachtete.

Es soll mit diesen wenigen Beispielen kein allgemeiner directer Beweis für die Anschauung erbracht werden, dass es Flussterrassen oder Flussmarken gibt, welche durch die fortschreitende Gebirgsbildung aus ihrer regelmässigen Lage und nach ihrer Biegung oder Zerstückung in ungleich hohe Niveaus gebracht worden sind, aber zum Nachdenken über dieses Thema regen die Beispiele doch an. Sobald wir aber sagen müssen, ein Thema sei noch discussionsfähig, dann ist es auch verfrüht, aus der Spärlichkeit oder Unzulänglichkeit der diesbezüglichen Beobachtungen den Schluss abzuleiten, die durch Beobachtung erst festzustellenden Thatsachen seien nicht oder nirgends vorhanden und dann ist es des Weiteren unberechtigt, einen derartigen Schluss als Stütze für weitere Folgerungen zu verwerthen.

Ich überlasse es nunmehr einer unparteiischen Prüfung, zu entscheiden, ob es Herrn Löwl, wie er (l. c. pag. 409) versichert, auf verschiedenen Wegen gelungen sei, meine Erosionstheorie zu widerlegen. Es konnte jedenfalls gezeigt werden, dass seine Beweisführung zum Theile auf missverstandenen geologischen Grundbegriffen, zum Theile auf Vorstellungen fusst, welche ihrerseits noch nicht erwiesen sind oder doch in der Tragweite, die ihnen der Autor gibt, keine Anwendung finden können.

Welchen Ausgang aber auch der Streit über die Entstehung der Querthäler nehmen mag, so werden doch wenigstens alle diejenigen, welche den Vorgang der Gebirgsbildung heute noch nicht für abgeschlossen halten, die Anschauung zulassen müssen, dass die jetzt bestehenden Querthäler, gleichviel wie sie bisher zu ihrer Anlage und Ausdehnung gelangt sind, sich nur unter weiterem Kampfe mit diesem Process werden erhalten können. Traut man aber den betreffenden Flüssen diese Fähigkeit in vielen Fällen zu, dann liegt wohl auch kein Grund vor, ihnen unter sonst gleichen Verhältnissen dieselbe Fähigkeit in der Vergangenheit abzusprechen.

Jetzt nach geschehener Abwehr dürfen wir aber wohl noch einige Blicke auf Löwl's eigene Theorie werfen, die wir vorher nur der Uebersichtlichheit der Discussion wegen erwähnt hatten. Wir vergegenwärtigen uns also nochmals, dass diese Theorie erstlich ebenfalls eine Erosionstheorie ist, dass ferner bei derselben die Gebirge vor jeder Erosionsthätigkeit als fertig gebildet angenommen werden, so dass also die sichtbare Modellirung der Oberfläche nur durch die nachträgliche Erosion bewirkt wurde und noch wird, und wir

vergegenwärtigen uns ferner, dass diese Erosion als eine rückschreitende gedacht wird, durch welche die betreffenden Thäler nach hinten gegen ihren Ursprung zu, das ist gebirgswärts und sogar über ihre Quellen hinaus verlängert werden, bis endlich der Gebirgskamm, von dem die betreffenden Flüsse ausgehen, gänzlich durchnagt ist. Befinden wir uns nun in einem aus mehreren Parallelkämmen zusammengesetzten und demzufolge zwischen diesen Kämmen von Längsthalstrecken durchzogenen Gebirge, dann wird nach Löwl der rückschreitende Durchstich einer anfänglich nur auf der Aussenseite eines Gebirgskammes angelegten Erosionsfurche sich bis zu dem Niveau des nächsten der inneren Längsthäler verlängern und vertiefen und auf diese Weise die etwa dort bereits bestehende Wassercirculation anzapfen, und das Querthal ist fertig. Dem angezapften Längsthal gegenüber ist diese Entwässerung eine laterale, und desshalb kann man die Theorie als diejenige der lateralen, retrograden, nachträglichen Erosion bezeichnen.

Wenn ich diese Theorie discutire, so geschieht dies vornehmlich, um die Schwierigkeiten zu betonen, die sich ihrer unmittelbaren und namentlich ihrer ausschliesslichen Einführung in die Wissenschaft noch entgegenstellen und welche ja vielleicht einmal bis zu einem gewissen Grade, wenn auch nur theilweise, werden gelöst werden können. Es fällt mir nicht ein, sie gänzlich abthun zu wollen. Theorien, wenn sie einmal zur Welt gebracht sind, haben ein zähes Leben. In der Form jedoch, in welcher die hier zu besprechende Hypothese vorgetragen wurde, in der weitgehenden Anwendung, die der Verfasser ihr gibt, halte ich sie für unannehmbar. Im Sinne dieser nicht ausschliesslich negirenden, sondern einschränkenden Bemerkung bitte ich, die folgenden Einwände zu prüfen. Ob dann die Entscheidung diese oder jene sei, eine derartige Prüfung wird immer zur Vertiefung der Frage führen.

Löwl stützt sich für seine Theorie auf verschiedene Beispiele aus den Alpen und auf gewisse Ausführungen anderer Autoren, welche die hier zur Entfaltung gebrachte Theorie bereits im Keime enthalten sollen. Eine Ausnahme davon, die aber, wie betont wird, nicht häufig vorkommt, bilden angeblich nur die Fälle, in denen eine seeartige Aufstauung zum Ueberfliessen kommt. In diesem Falle wirkt dann die Erosion von oben nach unten.

Ohne nun den Gedanken der von Löwl citirten Autoren irgend zu nahe treten zu wollen, darf man aber zunächst constatiren, dass diese Autoren selbst ihren Ausführungen nicht dieselbe Tragweite gegeben haben, wie Löwl. Ich bediene mich hier der eigenen Worte des letzteren, die er in seiner Arbeit über den Terrassenbau der Alpenthäler gelegentlich der Besprechung von Supan's Ansichten ausspricht (l. c. pag. 134): „Die These, wenn eine Kraft im Stande ist, etwas auszubilden, ist sie auch im Stande es hervorzurufen, erscheint mir aber denn doch a priori schon sehr verfänglich."

Es wird deshalb nicht unnütz sein, mit einigen Worten auf das Wesen der Erosion im Allgemeinen einzugehen.

Wenn wir von Auswaschung sprechen, müssen wir, um eine Vorstellung von deren Wirkungen zu gewinnen, doch vor Allem ausgehen von der Anschauung der einfachsten Beispiele dieser Art, also etwa von Regenschluchten oder noch einfacher, von den gewöhnlichen Furchen,

die bei jedem Platzregen auf etwas geneigterem Boden entstehen. Hier wird jedenfalls von oben nach unten ausgewaschen, entsprechend der Tendenz des Wassers, eben von oben nach unten zu laufen. Das ist also das Princip der Auswaschung, und diesem Princip wird meine Theorie gerecht, während es von Löwl vernachlässigt wird. Wenn dann durch Abbröckelung oder Beseitigung von Hindernissen im unteren Theile einer Erosionsrinne das Gefälle des Wassers vermehrt und dadurch die Erosion gesteigert und eventuell in ihren sichtbaren Wirkungen scheinbar nach rückwärts verlängert wird, so ist das ein begleitender Umstand, aber nicht die erste Ursache der Erosion, deren Thätigkeit ja vielmehr beim Eintreten des begleitenden Umstandes schon als wirksam vorausgesetzt wird.

Mit anderen Worten, Löwl braucht überall schon einen Fluss, ehe er die retrograde Erosion wirken lassen kann. Denken wir uns auch im Sinne seiner Ausführungen beispielsweise durch das Sinken des Meeresspiegels die Erosion von der Mündung des Flusses her in ihren Wirkungen nach rückwärts verlängert, so wird das ohne die Präexistenz des Flusses doch nicht wohl möglich sein. Da nun dieser Fluss bereits sein Thal gehabt haben muss, so wird man nicht sagen dürfen, das Thal verdanke erst der rückläufigen Erosion seinen Ursprung. Während demnach meine Querthal-Theorie gerade an den Beginn des Vorganges der Thalbildung anknüpfte, so darf man sagen, Löwl habe nur an deren weitere Ausbildung gedacht. Die Erklärung eines jeden Phänomens muss aber dem Anfang oder den ersten Ursachen desselben Rechnung tragen.[1])

Was machen wir mit den Quellen? Dieselben streben ja doch von ihrem Austritt an einen Weg zu gewinnen. Oder sind die Quellen erst eine Folgeerscheinung der rückschreitenden Thalbildung? Das wäre freilich theilweise insofern nicht ganz undenkbar, als gewisse früher unterirdische Wasseradern durch die fortschreitende Vertiefung eines Thales blosgelegt und dadurch zum oberflächlichen Austritt gebracht werden können. Aber selbst dies zugestanden, so entsteht doch ein Fluss schwerlich an seiner Mündung. Thut er dies nicht, dann ist er eben irgendwo weiter oben entstanden und hat sich von dort bis zu seiner Mündung herab sein Thal gebildet. Die erste Anlage eines Thales ist also nie auf rückläufige Erosion zurückzuführen, und die Frage liegt nahe, ob die Kräfte, welche diese erste Anlage bestimmten, nicht auch später noch fortwirken konnten.

Wenn die Ausfurchung eines Thales durch fliessendes Wasser, eventuell einschliesslich der dem fliessenden Wasser incorporirten fremden Massen vor sich gegangen ist, dann liegt es nahe, auch das Beispiel von Riesentöpfen und Strudellöchern uns vor Augen zu halten, welche gleichfalls durch bewegtes Wasser (eventuell einschliesslich transportirten Materiales) zu Stande gekommen sind. Die unteren Theile solcher Löcher sind nicht die zuerst ausgehöhlten. Was hier

---

[1]) Um ein anderes Beispiel zu erwähnen, so habe ich diese Forderung schon bezüglich des Phänomens der Steilränder schwach geneigter Plateau's auseinander zu setzen gesucht. (Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Lemberg 1882, Seite 96 der Arbeit.)

das mehr oder weniger frei fallende Wasser durch Auswaschung von oben nach unten zu Stande brachte, eine Vertiefung nämlich, das brachte das im freien Fall nur durch eine geneigte Unterlage gehinderte Wasser eines Flusses ebenfalls und principiell in derselben Weise zu Stande, eine Vertiefung, ausgehöhlt von oben nach unten. Dass dann ein Auswaschungsthal unter sonst gleichen Verhältnissen seiner Gehänge und Uferwände in der Regel nach unten zu breiter oder sonstwie grösser wird, beruht eben zum Theile darauf, dass so ein Thal in der Regel nicht von oben bis unten als isolirt betrachtet werden kann, sondern allerhand seitliche Zuflüsse erhält. Es ist also nicht eine so individualisirte Erscheinung, wie ein Strudelloch oder ein Riesentopf, und darin hinkt der gemachte Vergleich, der sich eben nur auf das Wesen der Erosion bezog, wie ich, um Missverständnissen vorzubeugen, gleich hier betone.

Die Erosion beruht auf der Schwere des Wassers und der durch dasselbe transportirten Massen. Beim sogenannten freien Fall tritt bekanntlich der Factor der Schwere in Bezug auf die durch denselben hervorgerufene Bewegung am Ungehindertsten in Wirksamkeit. Die Bewegung eines Körpers über eine geneigte Fläche, wie sie jedes Bett eines fliessenden Wassers vorstellt, wird bedingt durch die Schwerkraft einerseits und durch den Widerstand, welcher entsprechend dem Grade der Neigung und der Beschaffenheit der Unterlage durch letztere dem freien Fall des Körpers, das ist hier des Flusswassers, entgegengestellt wird. Die Arbeitsleistung eines derartig bewegten, das ist gleitenden oder rollenden Körpers, soferne sie nicht theilweise durch Reibungswiderstände in Wärme u. s. w. umgewandelt wird, geschieht in der Richtung der betreffenden Bewegung. Damit hängt wohl zusammen, dass ein Fluss seine Geschiebe thalabwärts und nicht thalaufwärts transportirt. Schon aus der Bewegungsrichtung des von der Thätigkeit der Erosion fortgeschafften Materials ersieht man also, dass die Erosion die Gewohnheit hat, von oben nach unten zu wirken.

Wirkt aber die Erosion, in der wir eine Form der Arbeitsleistung des bewegten Wassers erkennen müssen, von oben nach unten, dann müssen wir auch den Beginn der Erosionserscheinungen in einem Flusslauf, principiell wenigstens in dessen obersten Theil, bezüglich an den Anfang des Flusses setzen und an dieser principiellen Auffassung wird nichts geändert, wenn wir auch zugeben müssen, dass durch den Wegfall von Bewegungshindernissen in den unteren Partien des Flusslaufes, also beispielsweise im Sinne Löwl's, durch eine Senkung des den Fluss an seiner Mündung stauenden Meeresspiegels die Geschwindigkeit der Flussbewegung und somit der Effect der Erosion vergrössert werden kann, und wenn wir auch keineswegs läugnen wollen oder können, dass diese Effecte der Erosion sich oft in tiefer gelegenen Partien eines Flusslaufes viel augenfälliger oder bezüglich eines gewissen Grössenausmasses (aber nicht im absoluten Sinne) früher äusserten als in höher gelegenen, wofür ja in dem Rückschreiten der Wasserfälle (Niagara u. s. w.) viel eclatantere Beispiele vorliegen, als in den hypothetischen Fällen, welche Löwl von den adriatischen Küstengebirgen oder aus gewissen Thälern der Alpen vorführt.

Es ist ja ein altbekannter Satz, dass die Erosion in den verschiedenen Thalstrecken eines Flusses aus mancherlei Gründen nicht gleichmässig wirkt, zu welchen Gründen in erster Linie die Verschiedenartigkeit des Gefälles gehört. Wird das Gefälle steiler oder wie bei Katarakten sehr steil, dann sind für diese Thalstrecken die Effecte grösser, das ist Alles. Die Erosion wirkt aber auch in solchen Fällen immer von oben nach unten. Ohne den von oben, vom Erie-See kommenden Niagara hätte sich die Schlucht unterhalb des Niagara-Falles nicht gebildet. Aehnliches gilt für die Verhältnisse bei anderen Wasserfällen. Die betreffenden Flüsse waren eben vorhanden und wurden nicht erst nachträglich in die vorher gebildeten Schluchten hineingezogen.

So viel will ich hier vorausschicken, um eine Verständigung über das Wesen der Erosion herbeizuführen, welche wir ja Beide, Herr Löwl und ich, als den bestimmenden Factor bei der Bildung der Querthäler anerkennen. Sollten Andere finden, dass ich dabei zu viel Selbstverständliches gesagt habe, dann bitte ich desshalb um Nachsicht.

Man hört oft den Satz, die Erosion strebe das Gleichgewicht zwischen den Unebenheiten der Erdoberfläche wieder herzustellen, und es ist ja auch vollkommen zutreffend, dass durch Abtragung von Gebirgsmassen auf der einen Seite und durch Aufschüttung des abgetragenen Materiales auf der anderen Seite die Nivellirung der Erdoberfläche angebahnt wird. Aber selbst, gesetzt den Fall, dass andere Factoren, welche, wie Niveauveränderungen, innerhalb der festen Massen, unabhängig von der Erosion und dieser entgegenwirkend die Oberfläche beinflussen, zu absoluter Unthätigkeit verdammt würden, ist es kaum denkbar, dass die Erosion jenes Ziel der Nivellirung jemals erreichen könnte. Je mehr sie sich demselben nähert, desto mehr schwindet die ihr zukommende Bedeutung und die Erreichung des Zieles rückt in die Unendlichkeit hinaus, eine Auffassung, welche vielleicht sogar einer mathematischen Behandlung fähig wäre. Dieses Ziel der absoluten Nivellirung wäre aber gleichbedeutend mit der Aufhebung aller Wasserscheiden. Trauen wir nun aber der Erosion nicht zu, dass sie allein dieses Ziel zu erreichen vermöchte, dann werden wir auch bezüglich einzelner Fälle, in denen uns die Annahme einer Aufhebung von Wasserscheiden durch die Erosion zugemuthet wird, sehr vorsichtig sein dürfen.

Es wäre endlich zu untersuchen, ob nicht in völliger Consequenz der Hypothese, dass Wasserscheideu überall leicht zu beseitigen sind, die retrograde Erosion auch im Stande ist zur Aufhebung der Wasserscheiden zwischen je zwei Meeren zu führen, ebenso gut wie zur Aufhebung der Wasserscheiden zwischen zwei Flüssen. Ein Beispiel für einen derartigen Vorgang liesse sich allerdings nicht anführen, und man wird sagen, dieser Einwand sei eine Uebertreibung, es handle sich um die Verschiebbarkeit, nicht um die gänzliche Beseitigung der Wasserscheiden. Die beständige Verschiebung der letzteren würde aber doch schliesslich nur auf Kosten ihrer Höhe geschehen, und wenn die festländische Erosion die Fähigkeit besässe, auch die letzten Höhenunterschiede gänzlich verschwinden su machen, dann könnte ihr auch die Herstellung eines Canals zwischen zwei Meeren gelingen.

Wenn ich Herrn Freiherrn v. Richthofen recht verstehe, so scheint er wenigstens principiell der hier entwickelten Auffassung nicht fern zu stehen, denn im letzten Capitel des zweiten Bandes seines Werkes über China, wo neben anderen allgemeinen Fragen, auch die marine Abrasion grosser Landstriche zu ebenen Flächen behandelt wird, spricht er es ausdrücklich aus, dass das Abhobeln eines ausgedehnten gebirgigen Landes zu einer annähernd ebenen Fläche durch die blossen Agentien der festländischen Erosion niemals in grossem Massstabe bewirkt werden könne.

Ich muss hier auch nochmals zurückgreifen auf eine Frage, die bereits früher, bei Besprechung des Donaudurchbruches im Banat berührt wurde. Die rückläufige Erosion muss sich nach oben zu in eine Unzahl von Richtungen zersplittern, entsprechend den zahlreichen Rinnsalen, aus denen ein Bach oder Fluss zusammenfliesst. Es ist also nicht wahrscheinlich, dass die Effecte einer solchen Erosion gerade nach einer dieser vielen Richtungen sich mit besonderer Vorliebe geltend machen.

Diese specielle Vorliebe müsste aber auch nicht blos bezüglich der zu einem Flusssystem gehörigen Rinnsale in Wirksamkeit gelangt sein. Sie müsste sich auch bei verschiedenen Flüssen, die unter sonst gleichen Bedingungen arbeiten, geäussert haben. Warum ist es zum Beispiel unter den westgalizischen Flüssen nur dem Poprad gelungen, sich durch die ganze Breite der Karpathen durchzuarbeiten? Wenn er heute auch sammt dem Dunajec, mit dem er sich vereinigt, wasserreicher ist, als manche andere Karpathenflüsse, so kommt das doch nicht ausschliesslich auf Rechnung der in der Sandsteinzone dieses Gebirges ihm zukommenden Wassermassen, welche ihm wohl ausschliesslich zu Gebote stehen konnten, als er noch in gleicher Lage mit seinen Brüdern war, die heute noch mit ihren Quellen nicht über diese Sandsteinzone hinausgekommen sind. Jene grössere Wassermenge wäre doch erst später mit der Erweiterung seines Flussgebietes hinzugekommen. Nun aber sind doch durchschnittlich die Gesteine, welche von den Flüssen der westgalizischen Sandsteinzone in Arbeit genommen werden, so gleichartig, dass die Verschiedenheit des Widerstandes, den sie der Erosion leisten, nicht sehr viel in Betracht kommen kann, und auch die Regenmengen, welche im Bereich des Dunajec-Poprad (so weit diese Flüsse der Sandsteinzone angehören) niederfallen, sind schwerlich bedeutender als anderwärts in den Sandsteinbergen West-Galiziens.

Diese Andeutungen werden genügen, um zu zeigen, warum ich mir eine gewisse Reserve auferlege gegenüber den Ansichten Löwl's von einer grossen Variabilität der Wasserscheiden, sofern diese Variabilität überall nur der Erosion und dem Kampfe der Flüsse untereinander „Aller gegen Alle“ um ihre Quellgebiete zugeschrieben wird. Dass Verschiebungen von Wasserscheiden vorkommen können, wird Niemand in Abrede stellen, die Frage ist nur, wie lässt sich ermitteln, dass solche Verschiebungen ausschliesslich der sogenannten retrograden Erosion zugeschrieben werden dürfen, zumal in Gebieten, deren Gebirgsbildung, wenn auch nicht nach Löwl, so doch nach der Meinung Anderer noch nicht zum Abschlusse gekommen ist, wo also jede Niveauveränderung in den Wasserläufen irgend einen Ausdruck finden muss,

obschon dieser Ausdruck nach meiner Theorie nicht jedesmal in der Ablenkung von Thälern gesucht zu werden braucht.

Wie dem auch sei, ich bin bezüglich der Wasserscheiden etwas conservativer als Löwl. Doch das ist Geschmackssache.

Wollten wir aber auch diese Erörterungen über die Art der Leistungsfähigkeit der Erosion ganz bei Seite lassen, so bleibt doch noch immer eine Voraussetzung für Löwl's Hypothese übrig, welche sich schlechterdings nicht mit der Gesammtheit unserer gegenwärtigen Vorstellungen über Gebirgsbildung vereinigen lässt. Löwl denkt sich (vergl. nochmals seine Arbeit) die Gebirge fertig, ehe die Erosion begann und das ist auch vom Standpunkte einer Hypothese, welche die Bildung der Querthäler sich von aussen und unten her begonnen denkt, nicht mehr als consequent, denn wenn man sich diese Thäler nach meiner Theorie, als im Wesentlichen gleichzeitig mit dem Fortschreiten der Gebirgsbildung und Gebirgserhebung gebildet vorstellt, dann hat man ja nicht nöthig, erst auf die Vollendung der Gebirge zu warten.

Gehen wir auf Löwl's Gedankengang ein, dann entsteht die Frage, was in aller Welt machten die Gebirge unserer ganzen Erde, ehe die Erosion begann. Herrschte bis zu diesem hypothesischen Zeitpunkt vielleicht absolute Trockenheit, gänzlicher Mangel an atmosphärischen Feuchtigkeitsniederschlägen, gänzliche Quellenlosigkeit der Gebirge, besitzen wir in der Geologie Daten, welche dergleichen beweisen würden, und welchem meteorologischen Ereigniss verdanken wir das Beginnen der Erosion? Ich glaube, ich habe nicht nöthig, die Antwort auf diese Frage besonders zu formuliren. Oder sollen wir etwa annehmen, es habe allerdings derartige Niederschläge, Quellen und demzufolge auch Flüsse gegeben, nur hätten die Flüsse in früherer Zeit kein Erosionsgeschäft betrieben? Auch diese Frage beantwortet sich von selbst. Als ich in meiner ersten, auf die Querthäler bezüglichen Arbeit schrieb: „Von dem Augenblicke angefangen, als die Emporhebung einer Kette begann, hatte auch die Erosion bereits Gelegenheit, einzuwirken", da glaubte ich gerade bei diesem Satze am Wenigsten auf Widerstand zu stossen.

Gab es aber in der Zeit, ehe unsere Gebirge die heutige Gestalt besassen, bereits Flüsse und walteten damals dieselben physikalischen Gesetze ob, wie heute, war also auch die Leistungsfähigkeit der Flüsse principiell dieselbe, wie heute, dann haben auch jene Flüsse bereits erodirt, überall dort, wo das Verhältniss der Flussbewegung zu der betreffenden Unterlage eine Erosion gesetzlich erforderlich machte, und solche Stellen gibt es in jedem Flusslauf. Jeder Fluss erodirt, denn jeder transportirt festes Material.

Wir kommen also mit der Erklärung der Erosionserscheinungen nicht zurecht, wenn wir nicht, wie ich schon früher betonte, „den Gedanken von der langsamen, ganz allmäligen Erhebung der Gebirge uns völlig aneignen". Will das Löwl nicht thun, nun dann thut er eben das Gegentheil und denkt sich die Gebirge allesammt plötzlich und über Nacht entstanden. Das ist auch die nothwendige Consequenz seiner Hypothese. Entweder allmälig oder plötzlich. Tertium non datur. Es wäre nur wünschenswerth gewesen, wenn er das selbst auszusprechen sich nicht gescheut hätte. Da sind wir auf einmal wieder mitten in

der Kataklysmentheorie drin, wie man es sich in der Blüthezeit dieser Lehre nicht schöner hätte vorstellen können. Wer ist es also, der bei der Behandlung der Frage der Thalbildung „zu Hypothesen zurückkehrt, die man für immer abgethan hielt.?“

Wenn das die Consequenzen der Löwl'schen Anschauung im Allgemeinen sind, dann gibt es auch noch im Speciellen Folgerungen aus dieser Anschauung, welche zu Unmöglichkeiten führen. Stellen wir uns ein aus mehreren Ketten bestehendes Gebirge vor, welches heute ganz oder theilweise von Querthälern durchfurcht ist und nehmen wir an, diese Durchbrüche seien erst nach Vollendung des Gebirges durch retrograde Erosion entstanden. In diesem Falle müsste untersucht werden, was die Bäche und Flüsse im Innern des Gebirges gemacht haben während der Zeit, als sie auf die Eröffnung von Ausgängen durch retrograde Durchsägung der äusseren Ketten warten mussten. Es wäre nun vielleicht sehr einfach, zu sagen, die Flüsse seien eben in den durch den Gebirgsbau vorgezeichneten Längsthälern abgeflossen. Den Nachweis für diese Behauptung würde man jedoch in der Regel schuldig bleiben. Solche Längsthäler nämlich, welche innerhalb eines grossen Kettengebirges der ganzen Kette parallel liefen, gibt es wohl nirgends und hat es nie gegeben. Was man in dieser Richtung auch anführen möchte, bezieht sich immer auf Beispiele kleineren Massstabes. „Keine Falte“, sagt Heim (Mechanismus d. Gebirgsbildung, 2. Theil pag. 203) „durchzieht ein grösseres Kettengebirge seiner ganzen Länge nach; der einzelne Erhebungsrücken taucht auf, hat einen beschränkten Längsverlauf und taucht wieder unter. In der directen oder verschobenen Fortsetzung vertritt ihn eine neue Falte, durch die gleiche Kraft gebildet“. Was hier von den Falten gesagt wird, gilt selbstverständlich für die zwischen denselben sich erstreckenden Thäler, für die „negativen Falten“, wie man sie auch genannt hat. Wer immer grössere Gebirge durchwandert hat, der wird den Eindruck erhalten haben, dass die von Heim treffend sogenannten verschobenen Fortsetzungen der Falten zu der Regel im Bau von Kettengebirgen gehören. Es ist dies ein Eindruck, ähnlich dem, welcher dem Beschauer durch den Anblick einer bewegten Meeresfläche hervorgebracht wird. Die Wellen lassen sich nirgends auf lange Strecken verfolgen. Sie lösen sich ab und in der directen Verlängerung eines jeden Wellenthales liegt immer ein Wellenberg.

Die Nutzanwendung aus der hier gewonnenen Vorstellung ist für uns die, dass die Flüsse im Innern eines Kettengebirges ohne die Querthäler in der Regel keinen Ausgang hätten. Stellt man sich aber eine Zeit vor, in der die Querthäler noch nicht in genügendem Maasse nach rückwärts verlängert gewesen wären, um die Entwässerung der dann „lateral“ angezapften Längsthäler zu vollziehen, dann ist die nothwendige Folge, dass man sich dann die Flüsse dieser Längsthäler zu Seen aufgestaut denken muss. Da sich aber in der überwiegenden Mehrzahl von Fällen die Spuren einer derartigen Aufstauung nicht nachweisen lassen, worin Löwl mit mir übereinstimmt, so folgt daraus, was zu beweisen war, dass nämlich die Hypothese dieses Autors wenigstens in der versuchten Verallgemeinerung zu unmöglichen Vorstellungen führt, also selbst unmöglich ist.

Auch der in Folgendem zu berührende Umstand erscheint für unsere Frage nicht ohne Belang.

Die Confluenz der Thäler, sowie sie thatsächlich beobachtet wird, entspricht den Gesetzen der von oben nach unten stattfindenden Wasserbewegung. Das Wasser ist bestrebt, den jeweilig erreichbaren tiefsten Punkt aufzusuchen, und Flüsse, welche über geneigtes Terrain herablaufen, werden stets das Bestreben haben, sich an solchen tieferen Stellen zu vereinigen. Die Thäler also, welche die Flüsse sich geschaffen haben, sind durch die Art ihrer Vereinigung nach abwärts ganz sprechende Zeugen einer von oben nach unten wirksam gewesenen, nicht aber einer rückwärts schreitenden Erosion.

Machen wir uns nur das Wesen einer rückwärts schreitenden, also in ihrer Wirkung von unten her beginnenden Erosion für diesen Fall der Betrachtung recht klar, und wir werden nicht begreifen, wieso es kommt, dass nicht allenthalben, oder wenigstens vielfach, eine Vereinigung der Thäler und speciell auch der Querthäler nach oben zu stattfindet, also eine wirkliche Gabelung, im Gegensatz zu dem factischen Verhalten der Thäler. Der Erosion bieten sich ja räumlich in der Peripherie eines Gebirges oder einer Terrainerhebung im Allgemeinen viel mehr Angriffspunkte zum Ansatz dar, als in dem inneren Bezirk desselben Gebirges oder derselben Terrainerhebung. Diese Ansatzpunkte der Thalbildung scheinen aber denn doch nicht in diesem Umfange benützt zu werden, da die Zahl der Wasserläufe oder Thalfurchen nach der Peripherie eines Gebirges zu sich bekanntlich vereinfacht, wenn auch immerhin zwischen den vereinfachten Hauptentwässerungscanälen sich noch gegen die Peripherie zu kleinere, nicht bis zum innersten Bezirk reichende Thalwege einschalten. Mit einem Worte, die Form der Deltabildung dürfte dann nicht bloss auf die flachen Mündungsgebiete der Flüsse beschränkt sein, sondern müsste in grossartigstem Style einer allgemeinen hydrographischen Erscheinung entsprechen, oder wenn nicht einem speciell hydrographischen, so doch einem topographischen Gesetz, denn da in geneigteren Gebieten die Gefällsverhältnisse der einzelnen Entwässerungscanäle wesentlich verschieden sein können, so würde das Wasser nach dem Eintritt dieser supponirten, von unten her bewirkten Gabelung sich freilich die günstigeren Gefällsverhältnisse aussuchen, und das schliessliche Resultat dieses Bestrebens wäre das topographische Verhalten einer Gabelung der Thäler und nicht das hydrographische Verhalten einer Gabelung der Flüsse. Ich sage das schliessliche Resultat, denn es müssten ja doch auch übergangsweise gewisse Phasen im Verlaufe dieser Vorgänge eintreten, wo ein gleichzeitiges Abfliessen nach zwei Richtungen statthätte. Wir müssten dann aber auch in der Lage sein, solche Uebergänge, und somit auch die thatsächlich von unten her erreichte Flussgabelung, in unseren Gebirgen hie und da, und zwar nicht allzuselten, zu beobachten.

Untersuchen wir deshalb, in welchem Sinne sich die thatsächlich vorkommenden Bifurcationen auffassen lassen. Diese Betrachtung wäre auch an und für sich interessant, selbst wenn sie mit der hier behandelten Frage in keiner directen Beziehung stünde, und verdiente vielleicht zu einer besonderen monographischen Behandlung erweitert zu

werden. Dass ich sie hier nur äusserst flüchtig und skizzenhaft ausführen kann, wird man aber entschuldbar finden.

In Wahrheit kennen wir, im Verhältniss zu der ungeheueren Anzahl der Thäler, doch nur sehr wenige, nicht unmittelbar mit dem gewöhnlichen Deltabegriff zu vergleichende Fälle, in denen eine Flussgabelung grösseren Styles stattfindet, und diese Fälle finden sich meist in flachen Gebieten.

Es kommt dabei gar nicht darauf an, ob die Gefällsverhältnisse eines Flusses später nach geschehener Gabelung wieder unregelmässiger werden; es kommt auf die Beschaffenheit des Gebietes an, in welchem die Gabelung eintritt, mag dieses Gebiet auch nur eine einfache Thalweitung sein, und deshalb hat es wenig zu sagen, wenn in einigen der zu erwähnenden Fälle die betreffenden Flussarme wieder in gebirgige Regionen eintreten.

Ebensowenig, wie man die Theilung eines Flusses bei einem wirklichen Delta principiell darauf zurückführen wird, dass sich eine Anzahl kleinerer Küstenflüsse, die ehemals selbstständig waren, nach oben zu vereinigten, ebensowenig wird man dies bei den meisten der thatsächlich beobachteten Bifurcationen nachzuweisen in der Lage sein. Die Theilung des Flusses wird in beiden Fällen aus dem Bestreben des Wassers hervorgehen, sich dort auszubreiten, wo es in der Natur des Terrains kein Hinderniss für diese Ausbreitung findet. Theilt sich ein Fluss in seinem Mittellauf in zwei sich später wieder vereinigende Arme, dann ist ohnehin klar, dass die Theilung nicht durch das Eingreifen eines zweiten Flusses bedingt wurde. Diejenigen Fälle der Bifurcationen, welche wir nennen werden, sind wohl darauf zurückzuführen, dass nur eine derartige Theilung stattgefunden hat, eine Wiedervereinigung der getrennten Arme aber verhindert wurde. Mit anderen Worten, diese Beweisführung wird darauf hinausgehen, zu zeigen, dass die thatsächlich vorkommenden Fälle von Bifurcation, sofern sich Näheres darüber überhaupt ermitteln lässt, ganz ähnlich wie bei der einfachen Deltabildung, der Theilung eines Flusses entsprechen, und dass kein Grund für die Annahme vorliegt, diese Erscheinungen seien das Ergebniss der von unten herauf bewirkten Vereinigung zweier verschiedener Flüsse. Gerade das letztere sollte aber häufig vorkommen, wenn Löwl's Hypothese unbedingte Geltung verdiente. Wir sagen also, diese Hypothese verlangt die öftere Erscheinung der Bifurcation, diese Erscheinung lässt sich aber relativ selten beobachten, und wo sie beobachtet wird, da entspricht sie in der Regel erst recht nicht den Erfordernissen der Hypothese.

Die berühmteste aller Flussgabelungen ist seit Alexander von Humboldt ohne Zweifel die des Orinoco, welcher durch den mächtigen Arm des Cassiquiare mit dem Rio Negro und durch diesen mit dem Amazonenstrom in Verbindung steht. (Vergl. Reise in die Aequinoctial-Gegenden des neuen Continents, 4. Bd., 24. Capitel.) Obwohl nun beide Arme des Orinoco nach der Theilung in einem Gebiet fliessen, dessen Unterlage zweifellos granitisch ist, so ist doch gerade an der Stelle der Theilung völlig ebenes Terrain vorhanden, welches also der Willkür des Wassers, sich seinen Weg hier oder dort zu suchen, keine Schranken setzte. „Der Punkt, wo die vielberufene Gabeltheilung des

Orinoco stattfindet", schreibt Humboldt, „gewährt einen ungemein grossartigen Anblick. Am nördlichen Ufer erheben sich hohe Granitberge. — Auf dem linken Ufer des Orinoco westlich und südlich von der Gabelung sind keine Berge bis dem Einfluss des Tamatama gegenüber. — Da, wo der Orinoco gegen Süd nicht mehr von Bergen umgeben ist und er die Oeffnung eines Thales oder vielmehr einer Senkung erreicht, welche sich nach dem Rio Negro hinunterzieht, theilt er sich in zwei Aeste."

Bei der eingehenden Discussion, welche der grosse Reisende an die Beschreibung dieser Erscheinung knüpft, vergleicht er sie ausdrücklich mit den Vorgängen bei der Deltabildung an Küsten. „Kommen Bodenflächen, so eben wie das Küstenland im Innern von Festländern gleichfalls vor, so müssen sich dort auch dieselben Erscheinungen wiederholen." Humboldt setzt sodann auseinander, wie namentlich bei breiteren Strömen oft schon innerhalb ihres bezüglich der oberflächlich sichtbaren Wassermasse ungetheilten Flussbettes sich mehrere oder einige Rinnen von ungleicher Tiefe differenziren, die nicht selten eine Strecke lang einander ungefähr parallel laufen, so dass die meisten Flüsse betrachtet werden können als aus mehreren dicht aneinander gerückten Canälen bestehend. Eine Gabelung werde leicht hervorgerufen, wenn ein kleiner Bodenabschnitt am Ufer niedriger liege als der Grund einer Seitenrinne. Es handelt sich also nach der hier nur kurz resumirten Darstellung bei derartigen Gabelungen um eine später nicht wieder aufgehobene Differenzirung eines vorher zusammengehörigen Wasserlaufes.

Humboldt sagt, zum Beweise, wie merkwürdig der Fall des Cassiquiare sei, könne der Umstand dienen, dass man ausserdem nur sehr wenige Fälle von Gabeltheilungen im Innern der Länder kennen gelernt habe. In Lappland sende der Torneafluss einen Arm, den Tärendo-Elf, zum Calix-Elf, wodurch das Land am bothnischen Busen zu einer wahren Flussinsel gemacht werde. Auch der classische Boden Italiens habe in früherer Zeit seine Gabeltheilung aufzuweisen gehabt: „Auf seiner vielberufenen Voltata von Süd nach West und Nord zwischen Bibieno und Ponte Sieve theilte sich der Arno bei Arezzo in zwei Arme, deren einer wie jetzt über Florenz und Pisa dem Meere zulief, während der andere durch das Thal von Chiana floss und sich mit dem Tiber vereinigte." Im Mittelalter habe sich durch Anschwemmungen im Thal von Chiana eine Wasserscheide gebildet.

Ohne auf Vollständigkeit Anspruch zu erheben, möchte ich noch einige andere ähnliche Fälle zusammenstellen. Es sind dies übrigens die einzigen, welche mir im Augenblick, trotz wiederholten Nachschlagens und Nachsinnens, bekannt sind.

In Albanien sah man nach Boué (Erklärungen über einige bis jetzt nicht recht von den Geographen aufgefasste orographische und topographische Details der europäischen Türkei, pag. 7, aus den Sitzber. der Akad. der Wiss. 1878) „manchmal den Devol mit dem Schkumbi südlich von Elbassan vereinigt und plötzlich gegen das Jahr 1852 nahm der Drin bei Skala in Nord-Albanien seinen alten Lauf nach Skutari, floss in die Drinassa und mündete in die Bojana westlich vom Schlossfelsen von Skutari." Nun aber geht ein anderer Arm des Drin noch gegen-

wärtig bei Alessio selbstständig in das Meer. Es ist dies also ein ganz deutliches Beispiel von Bifurcation. Boué hielt das ganze auf diese Weise gebildete Landdreieck für ein Alluvialgebiet, und wir ersehen daraus allerdings, dass die Gabelung beim Heraustreten des Drin aus dem Gebirge in die Ebene erfolgt, wie dies auch unsere neueren, vom Wiener militär-geographischen Institut verfassten Karten bestätigen, allein es wäre doch irrthümlich, wollte man das Stück Land zwischen beiden Armen des Drin für ein gewöhnliches Anschwemmungs-Delta halten. Es finden sich innerhalb desselben Hügelreihen, und ich selbst habe den Durchbruch der Bojana unterhalb des Einflusses der Drinassa durch eine nicht unbedeutende Kalkkette bei Belet mit eigenen Augen gesehen.

Der wieder aufgenommene Einfluss eines Theils des Drin in seinen alten Lauf und diese abwechselnde Benützung verschiedener sich nicht mehr vereinigender Arme, dürfte augenscheinlich auf den Umstand zurückzuführen sein, dass, wenn durch die Masse des vom Flusse transportirten Materiales das Bett des einen Armes über Gebühr erhöht wurde, der andere Arm zur Aufnahme eines Theiles der Wassermasse wieder geeigneter wurde. „Dort, wo die Flüsse in ihrem Unterlauf ihr Rinnsal über das Niveau der umliegenden Niederungen erhöht haben", schreibt G. R. Credner (Die Delta's, pag. 26), „da bedarf es oft nur eines geringfügigen, äusseren Anlasses, um eine vollständige Verlegung des Flussbettes herbeizuführen." Es ist also der von oben kommende Fluss selbst, der sich theilt, und die Theilung ist nicht eine scheinbar hervorgebrachte durch einen zweiten Fluss, der sich von unten her bis zum Zusammentreffen mit dem ersten heraufgearbeitet haben würde. Wenn ein solcher Fluss existirt hätte, ein Fluss, der den angenommenen Erfolg aufzuweisen hätte, dann würde er auch noch weiter existiren, dann würde nicht bald das eine, bald das andere Flussbett unbenützt bleiben.

Dasselbe gilt auch für eines der grossartigsten Beispiele der Gabeltheilung, das wir kennen, für die Bifurcation des Hoang-ho, dessen einer Arm nördlich der Halbinsel von Schantung in den Golf von Petscheli mündet, und dessen anderer Lauf 90 Meilen südlich davon in's gelbe Meer geht. Insofern Schantung ein wenigstens theilweise gebirgiges Land ist, kann man das ganze zwischen beiden Armen und der Küste eingeschlossene Gebiet nicht als ein Delta im gewöhnlichen Sinne des Wortes auffassen. Wir haben es also mit dem zu thun, was man auch sonst, z. B. beim Orinoko, Gabeltheilung genannt hat. Richthofen (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1874, pag. 958 und China, 1. Bd., pag. 323) hat sich über die abwechselnde Benützung der beiden Arme durch den Strom ausführlich vernehmen lassen. Es liegen darüber auch historische Zeugnisse vor. So weit dieselben verfolgt werden können, lässt sich ermitteln, dass anfänglich der nördliche Arm zum Abfluss benützt wurde. In der Zeit vom dreizehnten Jahrhundert bis 1856 wurde der südliche Arm zum Mündungscanal. Im Jahre 1856 kam wieder der nördliche Arm an die Reihe und Anfang 1875 ging der Strom von Neuem in sein südliches Bett. Ein derartiger Wechsel war jedesmal von verheerenden Katastrophen begleitet.

Diese Verhältnisse bedürfen im Sinne unserer Betrachtung keiner weiteren Erläuterung. Es ist immer nur der Hoang-ho, der sich theilt und es gibt keinen zweiten Fluss, von dem er abgelenkt würde.

Tritt nun der Fall ein, dass ein Fluss, wie in diesem Beispiel, nach seiner Gabeltheilung nicht mehr beide Arme gleichzeitig mit Wasser versieht, sondern den einen bevorzugt, und tritt der weitere Fall ein, dass er, so weit historische Nachrichten reichen, nicht wie der Hoang-ho mit dieser Bevorzugung periodisch gewechselt, sondern den bevorzugten Lauf constant beibehalten hat, dann haben wir diejenige Kategorie von Erscheinungen vor uns, welche durch die alte Thalgabelung des Rheins bei Sargans repräsentirt werden kann.

Schon verschiedene Geologen haben es für wahrscheinlich erklärt, dass der Rhein einst seinen Abfluss nach dem Wallen-See genommen habe, und Bodmer (Terrassen und Thalstufen der Schweiz, pag. 30) hat neuerdings sich denselben angeschlossen. Er hält es für möglich, dass bei entsprechender Erhöhung des gegenwärtigen Rheinbettes bei Sargans eine abermalige Ablenkung des Rheins in sein altes Bett erfolgen könne.

Nicht uninteressante Verhältnisse scheinen bezüglich der alten Thalgabelung des Isonzo bei Karfreit (Caporetto) obzuwalten.

Schon Stur (Jahrb. der geol. Reichsanst. 1858, pag. 328) hatte auf die ebene Niederung aufmerksam gemacht, welche daselbst zwischen den weiter thalabwärts wieder durch Berge getrennten Flussbetten des Isonzo und Natisone sich erstreckt. Czörnig (Görz und Gradiska, I. Bd., pag. 107, vergl. auch den Bericht von Baron Helfert, Mitth. geogr. Ges. Wien 1874, pag. 153) hat dann auf Grund verschiedener historischer Zeugnisse den Beweis zu führen gesucht, dass einst im Alterthum die Wassermassen des oberen Isonzo durch jene Niederung hindurch nach dem Natisone abflossen. Noch heute zeigt der Isonzo bei Hochwasser die Tendenz, in derselben Richtung ein Stück weit vorzudringen. Dieser Fall, welchem wahrscheinlich als verwandtestes Analogon die vorher berührte Wechselbeziehung zwischen dem Devol und Schkumbi in Albanien anzureihen wäre, ist insofern merkwürdig, als hier die Bifurcation des Flussbettes mitten in einer gebirgigen Gegend vor sich gegangen ist, aber schliesslich hat dieser Vorgang doch auch nur gerade an einer Stelle stattgefunden, welche an und für sich eben erscheint und daher dem Flusse genügenden Spielraum für seine Launen bot. Ein Bergsturz hat nach Stur die Ablenkung bewirkt.

Ich gebe übrigens zu, dass dieser Fall noch weiterer Aufklärung bedarf, ehe er bei unserer jetzigen Auseinandersetzung zu bestimmteren Folgerungen verwerthet werden darf.

In gewissem Sinne ebenfalls bei der Besprechung der Flussgabelungen zu erwähnen, wäre der doppelte Ausfluss des Winnipeg-Sees in Britisch-Nordamerika nach der Hudsons-Bai, welchen unsere Karten von jenem Gebiet sehr deutlich zeigen. Im Hinblick auf die von verschiedenen Richtungen kommenden Zuflüsse jenes Sees könnten wir uns hier zwei Stromsysteme neben einander denken, welche ähnlich wie Natisone und Isonzo durch eine Depression mit einander verbunden erscheinen, nur mit dem Unterschiede, dass während im letzteren Falle die betreffende Depression schmal und zur Zeit trocken ist, die betref-

fende Depression, welche von dem Winnipeg-See eingenommen wird, breit und inundirt erscheint.

Doch wollen wir uns nicht in Betrachtungen verlieren, die vorläufig uns nicht weiter bringen. Da es sich hier um Ausflüsse eines Sees handelt, so können dieselben durch Ueberlaufen des letzteren entstanden sein, brauchen also zu der Frage, ob sie etwa durch die retrograde Erosion zweier kleiner Küstenflüsse entstanden sein könnten, nicht nothwendig in Beziehung zu stehen, und warum sollte ein flachumrandetes Becken nicht manchmal an einigen Stellen gleichzeitig zum Ueberlaufen gelangt sein?

Nur sehr dürftige Kunde ist uns bisher über die vermuthliche Gabeltheilung des Shua oder Mababi in dem sogenannten Salzpfannengebiete des südlichen Afrika geworden. Was wir darüber wissen, stützt sich auf die Reisen von Livingstone (Süd-West-Afrika) und Chapman (travels in the interior of South Africa, 1. Bd., London 1868, Cap. 10 und 11) sowie auf die Höhenangaben in Chavanne's mittlere Höhe von Afrika (Mitth. geogr. Ges. Wien 1881, p. 360). Der Fluss soll einerseits in den See Kumudau und andererseits in den See Ngami ablaufen, welcher letztere indessen nach Chapman (l. c. pag. 242) in den letzten Decennien in auffallender Weise ausgetrocknet sein soll.

Jedenfalls handelt es sich dort um ein flacheres Gebiet, in welchem die thatsächliche Theilung einer Wasserader ganz gut denkbar ist.

Von besonderer Wichtigkeit dürften für unsere Betrachtung der Manytsch im nördlichen Kaukasien und der Oxus in Turkestan sein.

Wenn die verschiedenen Fälle der continuirlichen oder zeitweiligen Bifurcation von Flüssen sich in zwei Gruppen bringen lassen, insofern es sich entweder um eine dadurch hergestellte Verbindung zweier verschiedener Flusssysteme handelt, wie beim Drin und Orinoko, oder insofern eine blosse Divergenz eines und desselben Wasserlaufes in Betracht kommt, dann finden wir unter allen Umständen im Manytsch und Oxus sehr reine Beispiele dieser einfachen Divergenz.

Mag es sich nun auch streng genommen nur um eine jeweilige Differenzirung von Thalstrecken handeln, weil in beiden Fällen der Fluss einen seiner Arme bevorzugt, ganz wasserleer sind ja die anderen Arme deshalb nicht. Nach neueren Untersuchungen (siehe Helmersen, Beitrag zur Kenntniss der geologischen und physiko-geographischen Verhältnisse der Aralo-Caspischen Niederung, mélanges phys. et chim. bull. acad. Petersburg, 1879) war das alte, heute verlassene Bett des Amu Daria noch im 9. Jahrhundert eine belebte Wasserstrasse, so dass grössere Fahrzeuge aus dem Aralsee direct in die Wolga gelangen konnten. Damals also war die Bifluenz des Stromes noch eine vollständige. Erst in der ersten Hälfte der Vierziger-Jahre des 16. Jahrhunderts hörte der Oxus auf in das caspische Meer zu fliessen, nicht ohne dass wenigstens theilweise menschliche Eingriffe hierzu mitgeholfen hätten, und bei Hochwasser läuft er noch heute ein Stück weit in sein altes Bett hinein.

Ausschliesslich wird der Mensch aber die Ereignisse nicht bestimmt haben, beim Manytsch wenigstens kommt dieser Gesichtspunkt in Wegfall, und es ist also nicht unwahrscheinlich, dass ungleichmässige Erhöhungen der einzelnen Arme durch angeschwemmtes Material, ähnlich

wie in anderen Fällen den Wechsel der Erscheinungen hervorrufen halfen.

Jedenfalls geht der gegenwärtige Hauptlauf des Manytsch nach dem Don und somit nach dem Asow'schen Meer und der gegenwärtige Hauptlauf des Oxus nach dem Aralsee.

Nach Löwl's Theorie, wenn sie hier nämlich in Anwendung kommen sollte, würden also wohl diese gegenwärtig für die Wasserabfuhr benützten Thalfurchen solchen Flüssen entsprechen, welche durch allmälige Rückwärtsverlängerung die alten Läufe des Manytsch und Oxus erreicht hätten, um nun diese Flüsse anzuzapfen und abzulenken. Es ist an sich schwer zu denken, dass gerade in diesen, theilweise sehr trockenen Steppen- und Wüstengegenden, um die es sich hier handelt, einzelne Wasserläufe von so mächtiger Erosionswirkung entstanden sein sollten, um ein derartiges Kunststück zu Stande zu bringen. Die Wassermengen, über die der Oxus disponirt, stammen ja von oben, aus den höheren Gebirgen Inner-Asiens, und in den Steppen und Wüsten um den Aralsee herum, die zu den regenärmsten Gegenden der Erde gehören, kann sich nach gewöhnlichem Ermessen kein selbstständiger Fluss gebildet haben, dem man einen Angriff auf den alten Oxus zuschreiben dürfte. Ebenso stammen die allerdings bescheidenen Wassermengen des Manytsch aus den nördlichen Vorhügeln des Kaukasus und auch die Verhältnisse im Bereiche des westlichen (gegen das Asow'sche Meer gerichteten) Manytsch sind nicht derart, um die Vorstellung von der selbstständigen Entwicklung eines den alten Manytsch beeinträchtigenden Flusses zu begünstigen.

Nun kommt aber noch ein Umstand hinzu, der die Lösung der Frage nach diesen eigenthümlichen Thalbildungen im Sinne Löwl's erschwert und wohl auch überhaupt verwickelt macht. Der Spiegel des caspischen Meeres liegt um 26 Meter tiefer als der des schwarzen, bezüglich Asow'schen Meeres, und der Spiegel des Aralsees liegt um 48 Meter höher als der Spiegel des schwarzen Meeres. Weder Manytsch, noch Oxus suchen also in ihren heutigen Haupt-Läufen das tiefer gelegene Becken des Caspi auf, trotzdem sie eine directe Verbindung bereits hergestellt hatten. Nach Löwl, der doch so viel Gewicht auf die zeitweisen Depressionen des oceanischen Wasserspiegels legt um seine rückwärts schreitenden Erosionen zu begründen, würde das thatsächliche Verhalten der genannten Flüsse kaum erklärbar sein dürfen. Wenn sich im Bereiche des aralocaspischen Beckens selbstständige, durch die Niederschläge im Bereiche dieses Beckens gespeiste Flüsse bilden könnten, deren Leistungsfähigkeit in Bezug auf rückläufige Erosion den Erwartungen von Löwl's Hypothese entspräche, dann müssten ja die in dem alten (caspischen) Oxusbett sich vereinigenden Gewässer den Strom ohne grosse Arbeit wieder in dieses Bett zurücklenken, wenn sie ihn überhaupt je fortgelassen hätten.

Aus dem thatsächlichen Befunde ergibt sich hier jedenfalls, dass die Gefällsverhältnisse im Unterlauf der Ströme keinen gar so maassgebenden Einfluss auf die Energie der rückschreitenden Erosion ausüben, wie Löwl annimmt, und dass sie demnach auch nicht die ihnen zugeschriebene Bedeutung für die Verlegung von Flussläufen besitzen.

Selbst, wenn wir nicht das absolute Ausmass des Gefälles, sondern das relative Durchschnittsgefälle der betreffenden Gabelarme im Hinblick auf die verschiedene Länge der bis zu ihrer Mündung durchmessenen Strecken in Betracht ziehen, erhalten wir kaum ein für Löwl günstigeres Ergebniss. Der östliche Manytsch, der dem tiefer gelegenen Seespiegel sich zuwendet, ist sogar kürzer als der westliche zum vorwiegenden Abfluss benützte, und hätte demnach, auch unabhängig von der Tiefenlage des caspischen Meeres, ein stärkeres Durchschnittsgefälle als der westliche Manytsch. Was den Oxus anlangt, so darf die Bifurcation etwa in 90 Meter Seehöhe angenommen werden (dies ist nämlich die Höhe von Chiwa). Wenn man sich nun die Mühe nehmen will, die Grösse des Durchschnittsgefälles beider Arme im Hinblick auf die Entfernungen bis zur Mündung und rücksichtlich der verschiedenen Niveau's der betreffenden Binnenseen auszurechnen, so wird man ebenfalls ein kleines Uebergewicht zu Gunsten des Gefälles des heute verlassenen Laufes herausbringen.

Bei dem Entstehen einer Gabelung handelt es sich also offenbar nur um das Gefälle der dem Theilungspunkt znnächst gelegenen Strecken.

Was aber hier vornehmlich bewiesen werden sollte, ist, dass die soeben besprochenen Fälle einer Gabelung von Flusssystemen nicht in dem vorhin von mir erörterten Sinne als Beispiele für eine nach oben eingetretene Vereinigung zweier verschiedener Flüsse durch rückschreitende Erosion aufgefasst werden dürften.

Ich will hier nicht näher untersuchen, ob und inwieweit die von mir schon in meiner ersten Arbeit über Querthäler erwähnten einstigen Verlegungen von Flussläufen der norddeutschen Ebene, auf welche aber auch Löwl bei seinen Ausführungen Bezug nimmt, sich auf analoge alte Gabeltheilungen zurückführen lassen, bei welchen dann immer nur der eine der beiden Stromäste sich als constanter Abfluss erhalten hätte. Beachtenswerth scheint mir diese Frage immerhin. Es wäre dann nämlich gar nicht nöthig anzunehmen, dass die heutigen Unterläufe jener Flüsse so spät gebildet seien, wie mein geehrter Widersacher annimmt, und die Schwierigkeiten, die sich im Sinne seiner Darlegung einer Neubildung von Flussbetten in den Weg gestellt hätten, kämen in Wegfall, wenn wir an eine präexistirende Bifluenz dächten.

Auch andere Beispiele, mit denen Löwl seine Theorie zu stützen sucht, erscheinen für deren allgemeine Zulässigkeit nicht ausschlaggebend.

Dass manche Thalsysteme einander in der Art genähert liegen können, dass ihre Wasserscheide in dem Bereiche eines Längenthales sich befindet, läugne ich um so weniger, als ich auf derartige Fälle bereits in meiner ersten Abhandlung über Querthäler mich bezogen habe. Hierher gehören z. B. die verschiedenen von Löwl erwähnten Thäler, deren Wasserscheiden sich in dem Längenthale der sogenannten Spalte von Buccari befinden. In solchen Fällen frägt es sich aber immer, ob derartige Wasserscheiden nicht mit der ursprünglichen Anlage der Thäler zusammenfallen. Da z. B. verschiedene Beobachter darüber einig sind, dass in den adriatischen, aus Kreide und Eocän bestehenden Küstengebirgen, welche mit der triadischen Kalkzone Illyriens und Bosniens parallel gehen, Ueberschiebungen von Falten „gegen Südwesten auf die

jüngsten Glieder der an der Gebirgsfaltung theilnehmenden Schichten" stattgefunden haben (vergl. Bittner, die Herzegowina in den Grundlinien der Geologie von Bosnien-Herzegowina, Wien 1880, pag. 269), so würde das ein Anwachsen der jüngeren Ketten in diesem Gebiete nach der Seite der Adria zu bedeuten, was ganz gut im Sinne meiner Theorie mit dem durch die ursprünglichen geschichtlichen Anlagen der Terrainverhältnisse vorbereiteten Durchbruch der hier von Löwl erwähnten Querthäler nach der Küste zu übereinstimmt. Es ist eben überhaupt nicht so sicher ausgemacht, dass die rein tektonische Anlage des sozusagen nur theoretischen Längenthales von Buccari einmal einem fortlaufenden erst später allenthalben seitlich angezapften Flusse zum Bette gedient habe. Nur entsprechende Geschiebebänke oder Thalterassen oberhalb der kleinen, dieses Längenthal in mehrere Abschnitte zerlegenden Wasserscheiden würden dies beweisen können. Dergleichen sind meines Wissens aber nie aufgefunden worden. Aehnliches gilt wohl auch für andere Fälle der Annäherung von divergenten Flusssystemen im Bereiche von Längsthälern.

In solchen Fällen ist die Form der Gabelung von Thälern dann zumeist wohl nur eine scheinbare und entspricht nicht einer einst stattgehabten diesbezüglichen Gabelung von Flüssen, weil es fraglich bleibt, ob alle in Längsthälern gelegenen Wasserscheiden überhaupt jemals als Theile von Flussbetten benützt wurden.

Wäre es eine normale Erscheinung, dass sich Flüsse im Sinne Löwl's nach rückwärts und oben zu durch ein Gebirge gleichsam durchfressen, dann würde man nicht einsehen, warum ein solches Durchfressen immer nur auf den Durchstich einer Kette in ihrer ganzen Breite und auf die Anzapfung eines Längenthales abzielt, und warum nicht auch beispielsweise zwei benachbarte, in ihrer Richtung nach oben convergirende Querschluchten sich in Folge einer rückwärts schreitenden Erosion vereinigen und in dieser Weise die Form einer nach unten zu divergirenden Gabelung hervorrufen könnten. Das wäre ein viel einfacherer Fall, dessen Hervorbringung also auch der Natur geringere Anstrengungen gekostet haben und desshalb häufiger zu beobachten sein könnte. Ich bin im Augenblicke nicht so weit informirt, um zu wissen, ob das vorkommt, und erwarte die Beibringung diesbezüglicher Beispiele. Gute Studienobjecte für die Beurtheilung dieser Frage würden die radialen und tiefen Erosionsschluchten abgeben, welche man an den Kegeln durch längere Zeit unthätig gewesener Vulcane beobachtet, wie z. B. am Demavend in Persien an gewissen Vulkanen Javas oder am Taranaki in Neu-Seeland (vergl. Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1878, pag. 183). Vielleicht findet man einmal, dass, durch ein derartiges Aneinandergerathen zweier Erosionsschluchten nach oben zu, ein Stück von der Flanke eines solchen Vulcans als selbstständige Bergspitze abgetrennt wird. Das würde sich dann hören lassen können. Bis wir aber dergleichen gehört haben werden, halte ich die bestehende normale Form der Confluenz der Thäler für ein Argument gegen die Löwl'sche Theorie.

An einem schematischen Beispiel soll nun gezeigt werden, dass diese Theorie auch noch eine wichtige Forderung bezüglich der Thalterassen zu erfüllen hat. Es ist ja immerhin denkbar, dass ihr dies

gelingen wird, und in diesem Falle könnte ihr dann ein nicht geringer Grad von theilweiser Berechtigung zugestanden werden.

Ich gehe von der Vorstellung aus, dass ein Fluss sein Bett möglicherweise nach rückwärts verlängern kann, dass jedoch eine bereits bestehende ältere Terrasse nicht ebenfalls einer Verlängerung nach rückwärts fähig ist.

Denken wir uns ein beispielsweise ostwestlich streichendes Kettengebirge von einem Fluss durchbrochen, welcher nach Norden verläuft und auf einem niedrigeren Höhenzuge südlich vom betreffenden Gebirge entspringt, oder vielmehr, um ganz im Sinne Löwl's zu schreiben, daselbst seine gegenwärtigen Quellen hat. Denken wir uns ferner ebenfalls im Sinne der discutirten Theorie, die Gebirge vor dem Durchbruch des Flusses bereits fertig in ihrer heutigen Höhe gegeben.

Auf der Nordflanke des höheren, ehemals als Wasserscheide fungirenden Gebirges würde nun einst ein Bach sich befunden haben, welcher dasselbe mehr und mehr nach rückwärts durchnagte, um schliesslich sein Quellgebiet weiter südlich bis zu dem supponirten Höhenzuge zu verlegen. Ehe dies Ereigniss complet wurde, wird nun dieser Bach ein Stadium gehabt haben, in welchem er bereits auf der Nordflanke des Gebirges Thalterrassen in beträchtlicher Höhe über seinem damaligen Bett gebildet hatte, in einer Höhe, welche sogar beträchtlicher gedacht werden kann, als die Höhe des niedrigen Hügelzuges, auf welchem er heute entspringt. Selbst die höchsten dieser Thalterrassen werden sich aber andererseits unter allen Umständen in einem tieferen Niveau befinden, oder befunden haben, als das der ehemaligen, ursprünglichen Wasserscheide war, von welcher der erst später rückwärts verlängerte Bach ausging.

Jene Wasserscheide denken wir uns nun durch die rückwärts schreitende Erosion aufgehoben. Der Fluss, der früher auf den Nordabfall des Kettengebirges beschränkt war, durchschneidet selbstverständlich jetzt auch dessen Südflanke. Wie verhalten sich nun zu dieser neuen Phase die früher gebildeten Terrassen? Wir würden sehen müssen, dass dieselben sich innerhalb der Südflanke des Gebirges, jenseits der aufgehobenen Wasserscheide, nicht fortsetzen und wir müssten in vieler Beziehung einen so zu sagen einseitigen Terrassenbau eines derartigen Durchbruchsthales wahrnehmen.

Complicirter würde die Sache freilich, wenn dem ersten Bach auf der Südseite des Gebirges ein zweiter entgegen gearbeitet hätte, der seine eigenen alten Terrassen besässe. Da würde sich aber fragen lassen, ob denn diese letzteren, selbst unter der Voraussetzung eines jeweilig gleichen Alters, sich nothwendig in entsprechender Höhe der correspondirenden Terrassen der anderen Flanke befinden. Wenn das nicht zutrifft, dann bliebe trotzdem eine Asymmetrie in den Terrassenverhältnissen beider Theile des später vereinigten Flusslaufes bestehen, und es müsste wohl auch in der Region der ehemaligen, später aufgehobenen Wasserscheide eine Lücke in der Terrassenbildung überhaupt wahrgenommen werden können, wenigstens was die höchsten und ältesten Terrassen betrifft, die sich ja nie berührt haben können. Auch müssten die beiderseitigen, vor der Vollendung des Durchbruchs entstandenen Terrassen entgegengesetzte Neigungen aufweisen. Diese

letzteren Verhältnisse müssten übrigens auch zutreffen, wenn das Gebirge, südlich von der durchbrochenen Kette, auf welcher der Fluss heute entspringt, nicht gerade niedriger ist, als die erste Kette.

Es mag schwierig sein, an der Hand thatsächlicher Verhältnisse den Nachweis zu führen, dass die hier berührten Forderungen von den Durchbruchsthälern erfüllt werden, und ich verlange diesen Nachweis auch nicht allsogleich. Zum Ausbau der besprochenen Theorie würde er aber gehören.

Nach dem Gesagten könnte ich auf eine weitere Discussion dieser Hypothese verzichten, wenn ich es nicht für wünschenswerth hielte, einem weiteren Missverständnisse vorzubeugen, welches in der Art der von Löwl gesuchten Combination gewisser meteorologischer Vorgänge mit der Querthalbildung gefunden werden kann.

Otto Krümmel hat in einer höchst interessanten Studie über einseitige Erosion (das Ausland, Wochenschrift für Länder und Völkerkunde 1882, Nr. 2 und 3), in welcher er sich bezüglich des geologischen Theiles seiner Auseinandersetzung vollständig auf den von mir vertretenen Standpunkt stellt, die Aufmerksamkeit der Geologen darauf gelenkt, dass es viele Gebirge gibt, bei denen die Erosion ungleichmässig auf beide Flanken wirkt. Er hat dies unsymmetrische oder einseitige Erosion genannt und durch viele Beispiele zu erläutern gesucht, dass diese Art der Vertheilung der Erosion davon abhängt, dass die Niederschlagsmenge des atmosphärischen Wassers auf beiden Flanken der betreffenden Gebirge eine verschiedene ist. Je nachdem die eine Seite des Gebirges Regenfront ist oder im Regenschatten liegt, zeigt sich entwickeltere oder unentwickeltere Thalbildung. Krümmel hat dann bei seinen Ausführungen noch die Anwesenheit besonderer klimatischer Bedingungen, wie z. B. das periodische Auftreten der Erosion nach trockenen Jahreszeiten u. s. w. berücksichtigt und so ein deutliches Bild von dem innigen Zusammenhange der meteorologischen Verhältnisse mit der Thalbildung, einschliesslich der Querthalbildung, geliefert. Die Querthäler sind nach Krümmel auf der Regenseite der Gebirge häufiger und bedeutender, als auf der Seite des Regenschattens, sobald nämlich in der That eine bemerkbare Ungleichmässigkeit in der Vertheilung der Niederschläge stattfindet, was nicht überall der Fall ist.

Was für mich die Darlegung Krümmel's besonders lehrreich erscheinen liess, ist der Umstand, dass wir in dieser Darlegung zunächst einen neuen Beweis gegen die alte Theorie gefunden haben, welche die Querthäler auf Spaltenbildung zurückführte, denn es ist ja völlig klar, dass die inneren Structurverhältnisse eines Gebirges, dass Spaltenbildungen nicht im directen Zusammenhange mit atmosphärischen Erscheinungen oder speciell den atmosphärischen Niederschlägen stehen können, welche auf dieses Gebirge fallen. (Selbst die Verschiedenartigkeit des durch den Barometerstand messbaren Luftdruckes, welche allerdings bei Erdbeben und in Folge dessen auch theilweise bei tektonischen Vorgängen eine Rolle zu spielen scheint, kommt doch hier wohl nur als ein Factor von äusserst secundärer Bedeutung in Betracht.) Wenn nun aber umgekehrt ein directer Zusammenhang zwischen der Häufigkeit und Grösse der Querthäler mit den Regenverhältnissen eines

Gebirges erwiesen wird, dann wird die Annahme immer zugänglicher, dass die Querthäler nicht mit Spaltenbildung zusammenhängen.

Im Uebrigen bestätigen die Ausführungen Krümmel's den alten und von mir bei dieser Discussion jetzt und früher wiederholt betonten Satz, dass zur Ausbildung der Thäler vor Allem Wasser gehört.

Löwl hat sich nun des Krümmel'schen Gedankens bemächtigt und sucht denselben im Sinne seiner Hypothese auszuspinnen. Krümmel, meint er, sei auf dem besten Wege gewesen, die Bildung der Querthäler zu erklären, wenn er sich nicht gescheut hätte, mit meiner Theorie zu brechen. Krümmel hat eben aus seiner Darlegung nur die Folgerungen gezogen, welche sich thatsächlich daraus ableiten liessen und vor einer zu weit gehenden Anwendung dieser Folgerungen ausdrücklich gewarnt, insofern er sich bewusst war, dass mit einer rein meteorologischen Behandlung allein die Querthalfrage noch nicht lösbar ist.

Die Erweiterung aber des von Krümmel aufgestellten Gesichtspunktes im Sinne Löwl's bedeutet eine völlige Verschiebung desselben. Es wird genügen, dies an einem Beispiele zu zeigen, und wir wählen dazu das von Löwl selbst in erster Linie angeführte Beispiel, den Himalaya, über dessen Flussdurchbrüche ich mich in meiner ersten Arbeit in einigen allgemeinen Bemerkungen geäussert hatte.

„Diese Betrachtungen Tietze's über den Himalaya", schrieb Krümmel (Ausland l. c. pag. 45) „haben ein Jahr, nachdem er sie publicirt, in Indien selbst, offenbar ganz unabhängig von seiner Anregung, eine Bestätigung erfahren, die nicht glänzender gewünscht werden kann." Darauf folgen Citate aus dem manual of the geology of India (Calcutta 1879, pag. 675) von Blanford und Medlicott, aus denen hervorgeht, dass Medlicott die Querthäler des Himalaya, inbesondere den Durchbruch des Dschinab bei Riassi auf Grund autoptischer Untersuchung genau in derselben Weise erklärt, wie ich das auf Grund theoretischer Erwägungen gethan hatte.

Dagegen opponirt nun Löwl unter Bezugnahme auf die bekannte klimatische Unsymmetrie des Himalaya. „Die Aufthürmung dieses ungeheuren Gebirgswalles entrückte die dahinter liegenden Gebiete den Einflüssen des regenbringenden Monsuns und bewirkte im Laufe der jüngsten Periode der Erdgeschichte jenen durchgreifenden Contrast zwischen der Himalaya- und der tibetanischen Region, der von allen Reisenden so nachdrücklich betont wird." Weiter heisst es, der erste Schritt zur Einleitung des Erosionsprocesses auf der trockenen tibetanischen Seite sei bereits gethan, „denn mehreren Flüssen der Südabdachung des Himalaya gelang die retrograde Verlängerung ihrer Querthäler durch das ganze Faltensystem hindurch bis in das Becken von Tibet." Hier werden vornehmlich Indus und Sedletsch genannt, deren Oberläufe also auch hier als die jüngsten Thalstrecken der betreffenden Flüsse betrachtet werden, ganz entsprechend dem Geiste einer Hypothese, welche, in ihrer Consequenz durchgeführt, den Ursprung der Flüsse, nicht wie bisher an deren Quelle, sondern an deren Mündung suchen muss und sucht.

Es verdiene nun, sagt Löwl, besonders hervorgehoben zu werden, dass die einzelnen Wasserläufe eine verschiedene Anzahl von Ketten durchbrechen. „Die meisten liegen in der Randzone oder führen

bis zur grossen Aufbruchswelle des Centralgneiss empor; andere greifen auch noch durch diese Axe des Gebirges hindurch, der Indus und der Sedletsch endlich haben ihr Quellgebiet sogar bis nach Tibet zurückgeschoben und der Karnali, ein Nebenfluss des Gagra, ist nahe daran ihrem Beispiele zu folgen. Dieses verschieden tiefe Eingreifen der Querthäler bereitet sowohl der Spaltentheorie als auch Tietze's Hypothese die grössten Schwierigkeiten, stimmt dagegen mit unserer (Löwl's) Erklärung völlig überein." In dieser Weise meint Löwl, sei „die Abhängigkeit des Erosionsreliefs von den klimatischen Factoren unverkennbar."

Wenn aber diese Abhängigkeit eine absolute wäre, wenn der Bau oder die Ausdehnung der Erosionsthäler ausschliesslich von solchen klimatischen Factoren bedingt wäre, ohne Rücksicht auf eine relativ frühzeitige Anlage vieler dieser Thäler auch in ihrem oberen Laufe, dann würde gerade im Himalaya das Verhältniss des „verschieden tiefen Eingreifens der Querthäler" ein ganz anderes sein, als es thatsächlich ist.

Die Wetter- und Regenverhältnisse Indiens und des Himalaya sind bekanntlich nicht überall die gleichen. Ich kann mich hier nicht darauf einlassen eine ausführliche Darlegung derselben zu geben. Für unsere Zwecke genügt es vollkommen, auf die diesbezügliche Schilderung des indischen Monsungebietes zu verweisen, welche A. Grisebach in seinem bekannten und berühmten Werke über die Vegetation der Erde nach ihrer klimatischen Anordnung (2. Band, Leipzig 1872) uns gegeben hat. Ich citire auch hier nur einige wenige Sätze.[1])

So heisst es (pag. 46): „Die dichten Wälder und die reineren Savannen sind im nördlichen Hindostan auf den östlichsten Theil der Niederung und auf den Himalaya eingeschränkt. Westwärts nehmen die Niederschläge, die in Bengalen auch im Winter nicht ganz fehlen und die Vegetation grün erhalten, an Stärke und Dauer ab. Wenn die Regenperiode in der Richtung zum Indus von fünf zu drei Monaten herabsinkt, bis sie zuletzt in den Wüsten von Rajwara und Sind ganz aufhört, können die Bäume nicht mehr rechtes Gedeihen finden und statt der Grassavanne mehrt sich das magere Gestrüpp." Weiter heisst es in Fortsetzung dieser Schilderung: „Nicht einmal die Ströme werden von zusammenhängenden Uferwäldern begleitet, der wechselnde Stand des Wassers müsste sie gefährden."

Auf Seite 57 schreibt Grisebach: „Im Himalaya bot die Vergleichung des feuchten Klimas von Sikkim mit den dürren Thälern des Indusgebietes die Grundanschauungen, aus deren Verknüpfung die Gliederung des Gebirges in westöstlicher Richtung sich ergiebt, denn in der Menge

[1]) Wer sich für die Regenverhältnisse des Himalaya näher interessirt, der wird beispielsweise in der Abhandlung von A. Hill über die Höhe der Maximalzone des Regenfalles im nordwestlichen Himalaya (Zeitschr. f. Meteorologie, Wien 1879, pag. 161) weitere Anhaltspunkte finden. Der von Hill geführte Nachweis, dass das Maximum des Regenfalles daselbst in etwa 4200 Fuss Seehöhe eintritt, und dass in 11000 Fuss Seehöhe der Regenfall nur mehr $^1/_5$ des Maximalwerthes ist, könnte zu der Betrachtung führen, dass in den höher gelegenen Bergen dieser Kette, also in den Ursprungsgebieten der grösseren Flüsse, die Thätigkeit der Erosion, soweit sie nämlich direct von den meteorologischen Verhältnissen bedingt wird, überhaupt eine eingeschränktere sein mag.

wie auch in der Vertheilung der Niederschläge über das Jahr, unterscheidet sich der östliche Himalaya von dem westlichen in ähnlichen Uebergängen, wie die vorliegenden Ebenen. Auch die Gebirge des Westens empfangen nur zur Zeit des südlichen Monsuns ihren Regen, das ganze übrige Jahr ist ausserordentlich dürr." Weiter heisst es: „Aber die Vegetation dieser Abhänge und der tief in das Innere einschneidenden Thäler zeigt im Osten und Westen des Gebirges einen völlig verschiedenen Charakter. Diesen Gegensatz schildert Thomson, indem er Sikkim mit Simla vergleicht." In Simla seien nämlich die Berggehänge felsiger und grösstentheils waldlos, offen und grasreich, in Sikkim aber verliere der üppige Jungle-Wald, der die feuchtwarmen Abhänge überall bekleide, erst an der Laurinengrenze (bei 8400 Fuss) seinen tropischen Charakter. Auf Seite 58 heisst es dann: „Da in dem trockneren Klima des westlichen Himalaya der Himmel häufiger heiter und daher der Wechsel der Temperatur nach den Jahreszeiten grösser ist, so nähern sich die Vegetationsbedingungen der oberen Regionen denen der europäischen Gebirge."

Wäre also das „verschieden tiefe Eingreifen der Querthäler" in den Himalaya im Sinne Löwl's durch die Ab- oder Zunahme der Regenmengen bedingt und wäre wirklich überall „die Abhängigkeit des Erosionsreliefs von den klimatischen Factoren unverkennbar," dann dürften am allerwenigsten die Flüsse der trockeneren Gebiete, wie Indus und Sedletsch, sich durch die am Weitesten ausgebildete „retrograde Verlängerung" auszeichnen. Das verschieden tiefe Eingreifen der Querthäler im Himalaya bereitet also Löwl's Hypothese die grössten Schwierigkeiten, inwiefern es aber meiner eigenen Theorie widerstreben soll, vermag ich nicht einzusehen, ebenso wie ich die Begründung dieses Satzes bei Löwl vermisse. Ganz im Gegentheil habe ich mir vorhin gelegentlich der Erwähnung des Poprad erlaubt eben dieselbe Thatsache des ungleichen Eingreifens zu Gunsten meiner eigenen Auffassung zu benützen.

Ich bin am Schlusse meiner Ausführungen angelangt, soweit sie die Mittheilung Löwl's betreffen.

Was sich gegen die letztere in der Eile, mit der ich diese Zeilen schreibe, an Einwänden mir aufdrängte, habe ich hier zusammenzufassen gesucht. Diese Einwände mögen nicht sämmtlich gleichwerthig und ihrerseits einer weiteren Erörterung bedürftig sein. Aus einer solchen Erörterung wird dann einst hervorgehen, welcher Grad von Berechtigung einem Theil der abgelehnten Ansichten neben anderen theoretischen Vorstellungen über die Bildung von Durchbruchsthälern zukommt. Der etwaige gesunde Kern dieser Ansichten muss aber wohl erst von den meiner Ueberzeugung nach übertriebenen Verallgemeinerungen befreit werden, unter deren Hülle er heute noch verborgen bleibt.

Dass es eine rückschreitende Ausgleichung des Gefälles in Flussbetten gibt, darüber war man wohl seit einiger Zeit nicht im Zweifel, und ich erinnere in dieser Beziehung an gewisse Auslassungen Hochstetter's und H. Credner's in ihren Lehrbüchern der Geologie. In wie weit aber, wie für specielle Fälle auch schon von Einigen vermuthet wurde, diese Ausgleichung einer Gefällslinie von gegebener Länge zu einer retrograden Verlängerung derselben führen kann und

namentlich welche allgemeinere quantitative Bedeutung einer solchen Verlängerung für die Erläuterung der Genesis unserer Flussnetze zukommt, das war die Frage, welche zu beleuchten ich nicht umgehen konnte.

Wenn ich dabei mich zunächst auf den Standpunkt des Zweiflers gestellt habe, um eine in raschem Eifer vorgetragene, und über ihr berechtigtes Ziel hinausschiessende Beweisführung durch eine wohl nicht völlig unberechtigte Kritik zu entkräften, so soll das in keiner Weise den Bestrebungen eines Forschers abträglich sein, der sich durch sein Eingreifen in die Querthal-Frage hoch verdient gemacht hat. Das lag nicht in der Absicht der vorstehenden Bemerkungen.

Sie galten der Abwehr eines Angriffs, welcher, wie mir vielleicht zu zeigen gelungen ist, nicht ausreichend vorbereitet war, der aber dennoch eine Erweiterung der Gesichtspunkte geschaffen hat, unter welchen das Problem der Querthalbildung betrachtet werden kann. Wenn ich dies anerkenne, so handelt es sich dabei für mich nicht etwa um die am Schlusse einer Auseinandersetzung bisweilen übliche Verbeugung vor dem Gegner, sondern um die Wiederholung eines bereits in der Einleitung ausgesprochenen Dankes für die vielfache Anregung, welche ich aus der Darstellung Löwl's geschöpft habe. Vielleicht findet diese Anregung auch in anderen Kreisen Wiederhall und gibt Veranlassung zu erneuter Discussion des Gegenstandes. Ob ich an einer derartigen Discussion mich sobald wieder betheiligen werde, kann ich aber nicht versprechen.

Ich bin kein Freund von Universalmitteln in der theoretischen Geologie, weil deren Anwendung in der Regel zu einem starren, dogmatischen Standpunkte führt, der zwar bei Einzelnen unschädlich sein kann, aber, einmal in den Besitz einer ganzen sogenannten Schule übergegangen, der Weiterentwickelung einer Wissenschaft nicht selten auf längere Zeit störend und hemmend entgegentritt. So sehr ich also auch in der Hauptsache von der Giltigkeit meiner Theorie für eine grosse Anzahl von Fällen überzeugt bin und an ihrer Anwendbarkeit für die Mehrzahl der Querthäler vorläufig festhalte, so scheinen mir doch damit noch lange nicht alle Schwierigkeiten beseitigt, die sich in einzelnen Fällen dieser Anwendbarkeit entgegenstellen können, und auch noch lange nicht alle Gesichtspunkte erschöpft, unter denen die Entstehung der Querthäler betrachtet werden kann, und wer meine erste diesbezügliche Arbeit unbefangen liest, wird auch schwerlich herauslesen, dass ich für meine Theorie damals eine universelle Geltung beansprucht habe.

Nicht einmal die Spaltentheorie hatte ich principiell völlig ausgeschlossen, so wünschenswerth mir auch eine weitgehende Einschränkung derselben schien, wie das mir auch heute noch scheint. Ich schrieb eben, wie schon der Titel meines Aufsatzes andeutete, keine Monographie der Thalbildung im Allgemeinen, wo ich verpflichtet gewesen wäre, mir und meinen Lesern über diesen Gegenstand nach allen Seiten hin Rechenschaft zu geben, es handelte sich damals nur darum, einige neue Gesichtspunkte aufzustellen, unter denen die Bildung der Querthäler betrachtet werden könnte, und um den Nachweis, dass die seitherigen Ansichten zur Erklärung des Phänomens nicht überall ausreichten. Es

mögen Andere in der Billigung meiner Theorie weiter gegangen sein als ich selbst. Bedarf es aber eines Beweises, dass ich dieselbe nur im eingeschränkteren Sinne gelten lasse, so sollen hier nun am Schlusse unserer Betrachtung noch kurz einige Möglichkeiten berührt werden, im Sinne welcher man sich die Entstehung von Flussdurchbrüchen vorstellen kann, ohne die Spaltentheorie, ohne die Theorie von der rückläufigen Erosion und ohne endlich meine eigene Theorie von einer schon während der Erhebung der Gebirge an der Vertiefung der Thäler arbeitenden Erosion in Anspruch zu nehmen.

Ich knüpfe zunächst an die im Verlauf dieser Arbeit schon einmal erwähnten Karsterscheinungen an, deren Wesen ich wohl heute allseitig als genügend bekannt, wenigstens soweit voraussetzen muss, als Mittheilungen in der Literatur darüber vorliegen.

Als ich mich vor einigen Jahren (Zur Geologie der Karsterscheinungen, Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1880) gegen die Berechtigung gewisser von Mojsisovics vorgetragener Meinungen über die Natur der sogenannten Karstlandschaften aussprechen musste, konnte ich nicht umhin, am Schluss meiner diesbezüglichen Ausführungen einen der Gedanken des genannten Autors mit voller Zustimmung zu acceptiren. Dieser Gedanke betraf die Wahrscheinlichkeit oder Möglichkeit einer endlichen Verwandlung der unterirdischen Denudation, welche in jenen Landschaften vielfach wirksam ist, in eine ausschliesslich subaërische und somit die Möglichkeit einer schliesslichen Verwandlung der unterirdischen Flussläufe des Karstes in oberirdische. Ich griff die betreffende, von Mojsisovics flüchtig hingeworfene Andeutung schon desshalb auf, weil sie der von mir vertretenen, von ihm aber bestrittenen Anschauung von der Einsturznatur der sogenannten Karsttrichter vollkommen entsprach. Die nicht selten nachweislich über einem unterirdischen Flusslauf angeordneten Reihen derartiger Trichter bezeichnen ja die ersten Wirkungen der unterirdischen Erosion an der Oberfläche, und ohne das Eintreten derartiger Wirkungen kann ja an eine Umwandlung des unterirdisch begonnenen Erosionsprocesses in einen später rein oberflächlich thätigen nicht gedacht werden. „Die Vorgänge also", so schrieb ich, „durch welche die auffallenden und sonderbaren Erscheinungen der Karstgebiete bedingt werden, streben dahin, diese Erscheinungen schliesslich wieder zu verwischen."

Es sei mir nun gestattet, meine weitere Darstellung dieser Auffassung wörtlich wiederzugeben, da ich letztere, ohne undeutlich zu werden, kaum kürzer zusammenzufassen vermag:

„Die Deckengewölbe der unterirdischen Corridore stürzen nach und nach ein, zuerst stellenweise, dann in weiterem Umfange, bis sie endlich gänzlich verschwinden. Der oberflächlich sichtbare Ausdruck jener ersten stellenweisen Einstürze sind aber unsere (Pingen ähnlichen) Karsttrichter. Hie und da verbinden sich benachbarte Einzeltrichter zu einer grösseren Doline von ungleichen Durchmessern. Viel weiter ist gerade in unseren illyrisch-bosnischen Karstgebieten der Vorgang in den meisten Fällen nicht gediehen. Die Decke der Corridore ist zumeist nur eine in dieser Weise durchbrochene oder durchlöcherte, aber sie wölbt sich noch immer über jenen zahllosen finsteren Galerien, von denen wohl die meisten dem Fusse des Menschen für immer un-

zugänglich bleiben werden. Macht aber die Zerstörung des Gewölbes Fortschritte, giebt es dann nach oben zu mehr offenen Raum als verdeckten, dann erscheinen nur mehr einzelne Deckbalken oder Brückenbögen als Reste der ursprünglich continuirlichen Decke. Als ein derartiger Gewölberest darf z. B. die Felsenbrücke aufgefasst werden, welche am unteren Ende des nach oben offenen Felsenkessels der Mazocha bei Adamsthal in Mähren sich über dem die Mazocha verlassenden Bache aufbaut. Jene devonischen Kalkgebiete mit ihren indessen immerhin noch zahlreichen und durch mancherlei Einschlüsse so interessanten Höhlen scheinen stellenweise schon jenem vorgeschrittenen Stadium der Verkarstung sich zu nähern, in welchem durch die Fortsetzung dieses Vorganges die ersten Aeusserungen desselben theilweise verwischt sind."

Berücksichtigt man nun die oft genug hervorgehobene Thatsache, dass in Karstgebieten die Thalscheiden sehr oft nicht zugleich Wasserscheiden sind, so kann man sich im Bereiche speciell zunächst mancher Kalkgebirge die allmälige Herausbildung von offenen Flüssen sogar quer durch Ketten hindurch vorstellen, ohne dass diese Ketten zerspalten wurden, um den Flüssen einen Durchgang zu gestatten, ohne dass ein Bach von aussen und unten her mit seinem nach rückwärts sich vertiefenden Bett solch' eine Kette bis zum nächsten Längsthal durchnagte, und ohne dass die Kette, erst nachdem der Bach bereits durch das von ihr eingenommene Areal floss, allmälig gehoben wurde. Es handelt sich hierbei häufig nur um die Herstellung einer offenen Verbindung zwischen je zwei bereits oberflächlich sichtbaren Flussstrecken durch Beseitigung der Decke des diese beiden Strecken verbindenden Tunnels. Ein solcher Process kann wahrscheinlich sehr langwierig werden, wenn es sich beispielsweise um solche breite und hohe Ketten handelt wie diejenige, welche von der Dobra zwischen Ogulin und Mariatrost (Jahrb. der geolog. Reichsanst. 1873, pag. 48) durchzogen wird; es ist auch nicht nöthig, dass er überall, wo er begonnen, zu Ende geführt wird, wenn man an die verschiedenen Zufälle sich erinnert, denen die unterirdische Wassercirculation der Karstgebiete durch Verstopfungen oder Verlegungen des Gefälles ausgesetzt sein können, aber da es wahrscheinlich nicht bezweifelt werden dürfte, dass ein Fluss schliesslich nach einiger Frist mit einer über ihm ausgespannten natürlichen Felsenbrücke durch Unterwaschung der betreffenden Brückenköpfe fertig werden kann, so wird man schliesslich auch die Beseitigung eines grösseren Tunnelgewölbes in Folge der Wirkungen der unterirdischen Erosion nicht für principiell unmöglich halten, denn es besteht ja wohl oft nur ein gradueller Unterschied zwischen einem solchen natürlichen Tunnel [1]) und einer natürlichen Felsenbrücke.

Diese natürlichen Brücken, über welche Boué in seinem Aufsatz über eine canalartige Form gewisser Thäler (Sitzber. Akad. d. Wiss. mathem. naturwiss. Cl. Wien 1864, 49. Bd. pag. 4 des Aufsatzes) eine

[1]) Nach Allem, was ich über den Karst-Process geschrieben, brauche ich mich wohl nicht dagegen zu verwahren, dass unter einem solchen Tunnel etwa ein Hohlraum verstanden werde, der mit unseren regelmässig gestalteten Eisenbahntunnels Aehnlichkeit besitzt.

mit grosser Literaturkenntniss verfasste Zusammenstellung gegeben hat, bieten sich demnach als ein für geologisch-geographische Studien sehr interessantes Object dar, welches bisher entweder ganz vernachlässigt, oder in der Kategorie der Curiositäten gelassen wurde, mit denen sich nichts weiter anfangen liess. Ich erwähne die Sache auch hauptsächlich nur, um Andere darauf aufmerksam zu machen.

Die Mehrzahl der von Boué erwähnten Brücken, wie die auf der Ardeche in Virginien (Journ. d. phys. 1823 Bd. 96 pag. 138), bei Veja im Veronesischen (Giornale d'Italia 1770, Bd. 6 pag. 241), in der Grafschaft Rockbridge in Virginien (Trans. Americ. phil. soc. 1818, Bd. 1 pag. 174), in Missouri (King in Americ. j. of. sc. 1844, Bd. 47 pag. 129), auf dem Nuddy River bei Murfrees Barough in Illinois (Ausland 1848, pag. 755), am Berge Olive im St. Thomas-Thal auf Jamaika (De la Bèche, transact. geol. soc. 1826, Bd. 2, Taf. 20), auf Attarau im Birmanischen (Edinb. n. philos. j. 1826 Bd. 3 pag. 365) und andere befinden sich den betreffenden Angaben nach im Kalkgebirge, so dass, da jedes Kalkgebirge mehr oder weniger etwas von Karsterscheinungen aufweist, die betreffenden Beispiele wahrscheinlich auf unsere jetzige Auseinandersetzung sich werden beziehen lassen. Das Gleiche gilt wohl auch für die von Hermesdorf (Journ. of the geogr. soc. London 1862 pag. 552) erwähnte in einer Ausdehnung von mehr als 105 Fuss den Lauf des 6—14 Fuss breiten Aroyo de la Cueva auf dem Isthmus von Tehuantepek bedeckende Ueberwölbung, weil wenigstens aus der Umgebung zahlreiche Höhlen mit Stalaktiten angegeben wurden. Auch die von Travertin gebildeten Brücken, wie zu Bania bei Nisch in Serbien (Boué l. c. pag. 5) und die von Tschichatscheff aus der Gegend von Pambuk Kalessi in Klein-Asien (Asie mineure 1853, Bd. 1, pag. 348) beschriebene und abgebildete dürften hier zu erwähnen sein.

Etwas Anderes ist es vielleicht mit den drei Sandsteinbrücken auf dem Pandi oder Icononro in Neu-Granada (Cochrane Hertha 1825, Bd. 2, Heft 3, Geogr. Zeitschr., Seite 85), ein Phänomen, welches sich möglicherweise an die heutzutage freilich nicht von Flüssen zum Durchgang benützten Felsenthore der sächsischen Schweiz (Trebischthor, Kuhstall) anschliessen lässt. Da ja übrigens auch in solchen Sandsteingebieten stellenweise unterirdische Aushöhlungen vorkommen (ich erinnere an die sogenannte Domkirche bei Weckelsdorf in Böhmen), so mag man immerhin dabei an den Karstprocess erinnert werden, obschon der Unterschied der diesbezüglichen Vorgänge in Sandsteingebieten gegenüber kalkigen Karstgebieten nicht blos ein gradueller ist, sondern auch darin besteht, dass die auslaugende, chemische Thätigkeit des Wassers bei Sandsteingebieten in Wegfall kommt und nur die mechanische Auswaschung wirksam ist.

Endlich nenne ich noch die Felsenbrücke, welche 8 Stunden oberhalb der Einmündung des Maku in den Araxes über den erstgenannten Fluss führt, und welche aus Lava gebildet wird. (Ritter, Erdkunde 9. Theil, pag. 921.)

Wenn nun auch manchmal zu untersuchen wäre, ob nicht solche Brücken durch das Herabstürzen grosser Felsblöcke von den steilen Seitengehängen schmaler Thalschluchten entstanden sind, wo dann die

Felsstücke über dem Flussbett von beiden Ufern gestützt liegen blieben, in der Art, wie A. v. Humboldt das aus den Anden Quito's beschrieben hat, so möchte ich doch nicht mit Boué übereinstimmen, der gerade diesen Vorgang für den hauptsächlich wirksamen bei der Hervorbringung der Brücken zu halten schien. Namentlich in den Kalkgebirgen werden wir es wohl meistentheils mit wirklichen unmittelbaren Erosionserscheinungen zu thun haben.

Nicht uninteressant betreffs der möglichen Wechselbeziehung, die zwischen rein oberirdisch verlaufenden Flüssen und einer Anzapfung derselben durch unterirdische Canäle stattfinden kann, sind die Verhältnisse, welche bei Feldkirchen in Kärnten zwischen dem Oberlauf der Gurk und dem in den Ossiacher See mündenden Tiebel-Flusse bestehen. Ein Querriegel, welcher dort nach Peters (die Donau p. 113) die beiden Thäler seit der Tertiärzeit trennt, wurde unterirdisch durchnagt und die „Gurk verliert jetzt an dieser Stelle mehr als ein Drittheil ihres Wassers, das als Tiebel in mächtigem Schwalle hervorbricht". Diese Thatsache ist umso merkwürdiger, als sie in keinem Karstgebiete zur Erscheinung gelangt. Der Vorgang nun, der hier begonnen wurde, dürfte in geologisch nicht zu ferner Zukunft auch vollendet werden. Dem günstigeren Gefälle des unterirdischen Canals entsprechend, wird sich mehr und mehr Wasser aus dem Bett der Gurk nach der Richtung von Feldkirchen zu ergiessen, Hand in Hand gehend mit der zunehmenden Ausweitung des betreffenden Canals. Diese Ausweitung aber wird wahrscheinlich zu einem schliesslichen Zusammenbruch der hier ohnehin nicht mächtigen Decke des Canals und zur Eröffnung eines neuen oberirdischen Thalweges führen.

Indem wir uns das soeben Gesagte vergegenwärtigen, erblicken wir also in der unterirdischen Erosion einen der Factoren, welche stellenweise unter dafür günstigen Verhältnissen zur Ausnagung von Ketten oder doch wenigstens zur Beseitigung kleinerer Querriegel führen können. Da hätten wir dann gleich „Gebirge, welche weit älter sind als ihre Querthäler."

Es ist nicht unwahrscheinlich, dass diese Betrachtung wieder zur theilweisen Rehabilitirung der Spaltentheorie von Denen benützt werden wird, welche die Bildung unterirdischer Hohlräume ausschliesslich auf Spalten zurückführen. Ich theile diese Aufassung nicht vollständig (vergl. „Zur Geologie der Karsterscheinungen", Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt 1880, pag. 735) und werde vielleicht noch gelegentlich der von mir beabsichtigten geologischen Beschreibung von Montenegro einige Bemerkungen zur Berichtigung, oder besser, zur Einschränkung derselben mittheilen können. Wenn wir aber auch kleinere, unregelmässig in den Kalkgebirgskörpern vertheilte Spalten und Klüfte als locale Angriffspunkte für die unterirdische Erosion ansehen wollen und theilweise auch müssen, so ist Derartiges doch nicht einmal entfernt gleichbedeutend mit solchen gründlichen, den Zusammenhang zweier Theile einer Kette aufhebenden Zerspaltungen des Gebirges, wie sie die alte Spaltentheorie für die Erklärung der Durchbruchsthäler in den Vordergrund geschoben hat.

Wir gelangen zu einer neuen Betrachtung.

Es sind Fälle bekannt, wo Gebirgserhebungen durch jüngere Massenanhäufungen ganz oder theilweise maskirt werden, wo die betreffenden Landschaften, um einen von Richthofen im zweiten Bande seines China gebrauchten Ausdruck zu wiederholen, in eine Art von Puppenzustand versetzt worden sind, wie das vornehmlich in ausgedehnten Lössgebieten vorkommt. Ich selbst habe in meinen Bemerkungen über die Tektonik des Albursgebirges (Jahrbuch d. geol. Reichsanstalt 1877, pag. 405 und 406) auf einige Beispiele aufmerksam gemacht, aus denen hervorging, dass einige niedrigere, dem Südabhange des Alburs vorgelagerte Ketten nur mit einzelnen Kuppen über die Ausfüllungsmassen der persischen Hochsteppe hervorragen, im Uebrigen aber in ihrer Streichungsfortsetzung unter dem Steppenlehm zu verschwinden scheinen, und ich zweifle nicht daran, dass ähnliche Beispiele auch noch aus anderen, als asiatischen abflusslosen Steppengebieten mit mächtigeren, jüngeren Oberflächengebilden werden beigebracht werden können.

Treten nun in derartigen Landschaften aus irgend welchen Gründen climatische Veränderungen ein, werden die atmosphärischen Niederschläge reichlicher und öffnet sich dem bisher abflusslosen Becken in einer für jeden einzelnen Fall näher zu bestimmenden Weise ein Abfluss, beispielsweise durch die Entwicklung eines seine Umrandung an einer Stelle überfluthenden Sees, dann können in solchen Becken Flüsse entstehen, welche Anfangs über die genannten jüngeren Bildungen hinweg, und in diesen ihren Weg suchen, welche aber bei schliesslicher Fortführung eines grossen Theiles des die älteren Gebirge maskirenden Materiales an gewissen Stellen den Rücken der maskirten Ketten erreichen und in diese sich einzuschneiden beginnen. Werden nun die betreffenden Landschaften allmälig mehr und mehr von ihrem Puppenzustande erlöst, dann wird man unter Umständen Querthäler vor sich sehen, welche von oben nach unten in die betreffenden, früher versteckt gewesenen Ketten eingesägt wurden, ohne dass diese Ketten sich während des Einschneidens der Flüsse emporgehoben zu haben brauchen.

Der Fall, wie ich ihn hier gebe, ist vorläufig ein ganz hypothetischer, und es muss Anderen überlassen werden, zu prüfen, ob sich bestimmte Beispiele in diesem Sinne werden erläutern lassen, aber principiell ist er denkbar. Er würde allerdings nur für Durchbrüche durch relativ minder hohe Ketten diese principielle Geltung beanspruchen dürfen, weil gerade die jeweiligen höchsten Kämme eines Gebirgslandes nicht in jenen Puppenzustand gerathen, und weil das Entstehen jener Flüsse, die sich in einen durch Löss u. s. w. früher maskirt gewesenen Gebirgszug einschneiden, die Anwesenheit höher aufsteigender Gebirge in der Nähe, von denen sie herabkommen können, zur Voraussetzung hat.

Es ist nun vielleicht nicht uninteressant, hervorzuheben, dass dieser hypothetisch angenommene Fall uns zeigt, wie es stellenweise vorkommen könnte, dass ein Fluss von einem Gebirge herabkommt, welches als Erhebung, als Gebirge jünger ist, als das Gebirge, durch welches er sich später eingeschnitten hat, denn es ist ja principiell denkbar, dass dieses erst nach und nach aus dem Puppenzustand herausgeschälte

Gebirge in seiner Erhebung älter ist, als die höhere Kette, von welcher der Fluss kommt. Ich habe hier keinen speciellen Fall im Auge und erwähne diese Eventualität überhaupt nur, um ein Argument, welches man möglicherweise einst gegen meine im specielleren Sinne sogenannte Querthaltheorie hervorkehren könnte, gleich jetzt unschädlich zu machen. Nach dieser meiner Theorie würden ja die Ketten, von denen ein Fluss ausgeht, in der Regel als Erhebungen älter sein, als die Ketten, welche der Fluss in seinem weiteren Verlaufe durchbricht, und hier stossen wir in Folge rein theoretischer Betrachtung auf die Möglichkeit eines umgekehrten Verhaltens. Doch ist wohl jedem Unbefangenen klar, dass ein auf dieses Verhalten basirtes Argument nur einen scheinbaren Werth besitzen würde, ähnlich wie die Beweisführung, welche die Präexistenz von Schichtenstörungen in einem Gebirge aus einer Zeit, in welcher das heutige Gebirge noch vom Meer bedeckt war, gegen meine Theorie in's Treffen führte. Es kommt hier wie dort auf den Zeitpunkt des Sichtbarwerdens des Gebirges, auf den Zeitpunkt seiner Erreichbarkeit für die Erosion an. Das ist wohl selbstverständlich.

In gewissem Sinne würden hierher auch diejenigen Fälle gehören, in denen ein Fluss sich durch jüngere, später ganz oder theilweise durch Denudation entfernte marine Schichten hindurch bis in das ältere Gebirge herab eingeschnitten hat. Manche Durchbrüche durch scheinbar ältere Ketten können auf diese Weise eine Erklärung finden,

Eine andere Möglichkeit, die in's Auge gefasst werden darf, ist die der Benützung eines präexistirenden, mehr oder weniger von Steilufern eingefassten marinen Canals durch einen Fluss, nach Trockenlegung eines dem Canal benachbarten Gebietes und des Canals selbst.

Die diesbezügliche Vorstellung wird vielleicht durch ein freilich ebenfalls nur hypothetisches Beispiel deutlicher, welches ich dem Buche von Peters „Die Donau und ihr Gebiet" (pag. 346) entnehme. Peters weist darauf hin, wie das schwarze Meer durch die von den in dasselbe mündenden Flüssen herbeigeführten Materialien beständig weiter ausgefüllt werde, wie demzufolge auch Dniepr, Dniestr und Donau sich dereinst zu einem gemeinschaftlichen oder zusammengehörigen Flusssysteme verbinden werden und fährt dann fort: „Ja selbst die Zukunft ist nicht undenkbar, in der die Ausfüllung des ganzen Pontusbeckens eine vollständige sein wird und die Flüsse sich durch weitläufige Terrassenlandschaften neuer Bildung in eine schmale, nach dem Bosporus hin ausmündende Mulde ergiessen werden."

So fernliegend nun auch die Zeit sein mag, in der dies geschehen kann, und so wenig im Hinblick auf andere dazwischentretende Eventualitäten mit Sicherheit auf den Eintritt des Falles gerechnet werden kann, dass die durch die anderen dem Pontus tributären Flüsse vergrösserte Donau sich durch den Bosporus und die Dardanellen in das ägäische Meer ergiesst, theoretisch zulässig ist die Discussion dieses Falles immerhin, wenn es sich um die Erklärung der Entstehung der Durchbruchsthäler handelt.

Das Verhältniss des Don zum Asow'schen Meere ist ein ganz ähnliches, wie jenes hypothetische Zukunftsverhältniss der Donau zum Pontus. Es ist in kleinerem Massstabe die Wiederholung des letzteren

Falles, in dessen zukünftige Entwicklung die Einbeziehung des Areals des Asow'schen Meeres in das Stromgebiet des Don gleichsam als Episode eingeschaltet erscheinen würde.

Man kann hier an den Aufsatz zur Frage über das behauptete Seichterwerden des Asow'schen Meeres von G. v. Helmersen erinnern. (Bulletin de l'acad. des sc. de St. Petersbourg, tm. XI. p. 555—584, 1867.) Nachdem Helmersen sich über die Menge der vom Don mitgeführten festen Stoffe geäussert hat, setzt er auseinander, dass das Delta dieses Stromes seit Strabo's Zeiten, also seit 1900 Jahren „um 38 Stadien nach Westen sich vorgeschoben hat, was durchschnittlich etwas über 11 Fuss in einem Jahre betragen würde." Nach anderen Berechnungen würde dieses Wachsthum sogar in neuerer Zeit noch rascher vor sich gehen. Es würde z. B. der Taganrog'sche Busen in der Zeit von 1796 bis 1864 stellenweise um 6 Werst zurückgewichen sein und sogar die Batterien, die man während des Krim-Krieges 1855—56 am westlichen Rande des Delta's, in der Nähe des Meeres aufführte, sollen in Folge von Neubildung von Land nach 10 Jahren schon weiter von der Küste entfernt gewesen sein.

Diesen Thatsachen braucht es nicht einmal zu widersprechen, dass nach den Angaben einer früheren wissenschaftlichen Commission das Hauptfahrwasser des eigentlichen Asow'schen Beckens seit Polybius' Zeiten (150 vor Chr.) eine Verminderung der Tiefe nicht erfahren haben soll.

Mögen nun an diesem Seichterwerden des betreffenden Meeresbeckens ausschliesslich die Zufuhr des von den Flüssen, insbesondere dem Don herbeigebrachten Materials und die ebenfalls eine Rolle spielende Umschwemmung von Partien der bei Stürmen unterwaschenen Ufer Schuld tragen, oder mögen auch andere Factoren dabei betheiligt sein, so liegt doch hier der Gedanke an die Möglichkeit einer einstigen Zuschüttung des Beckens um so weniger fern, als dieses Becken ohnehin schon zu den seichtesten Meerestheilen gehört. „Seine grösste Tiefe erreicht es mit 48 Fuss im Fahrwasser zwischen Berdänsk und der Meerenge von Kertsch, aber im nordöstlichen Winkel beträgt sie dicht vor dem Delta nur 5 bis 9 Fuss und zwischen dem Westrande des Delta und Taganrog nicht über 12 Fuss, mit Ausnahme einer einzigen, 19 Fuss tiefen Stelle."

Denken wir uns nun in Folge des geschilderten, stets fortschreitenden Processes das Asow'sche Meer ausgefüllt und den Don ausserhalb der Strasse von Kertsch in's schwarze Meer mündend, dann wird er vor seiner Mündung die Hügelkette der Halbinseln Kertsch und Taman zu durchbrechen scheinen. Bei der Richtung, die diese Hügelketten quer gegen die nothwendige Richtung des supponirten zukünftigen Unterlaufes des Don einhalten, hätten wir das Bild eines echten Querthales an dieser Stelle vor uns. Dass die ostwestlichen Richtungen auf Kertsch und Taman aber nicht blos orographische, sondern auch von der inneren Tektonik der betreffenden Hügelreihen abhängige sind, hat Abich vielfach betont.

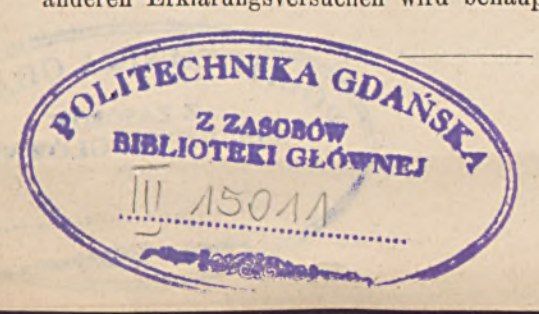
Selbstverständlich würden aber die angeführten Beispiele, der Bosporus, die Dardanellen und die Enge von Kertsch nur scheinbare Durchbruchsthäler bilden, insoferne von einem wirklichen Durchbrechen

älterer Ketten, von einer Neubildung von Canälen keine Rede wäre, sondern insoferne es nur um die Aufsuchung von bereits gebildeten Canälen sich handeln würde. Wie man sich nun die frühere Bildung dieser letzteren zu denken hätte, wäre eine Frage für sich, die uns hier nicht weiter berührt. Zwar darf die Vermuthung ausgesprochen werden, dass, ebenso wie nach den hier erörterten Beispielen Flüsse eine Meerenge zum Durchtritt benützen könnten, auch umgekehrt einmal bei verändertem relativem Niveau des Meeresspiegels das Meer den Betten von vorausgängigen Flüssen bei der Bildung von Canälen folgen kann, dass beispielsweise die in einem solchen Canal sich entwickelnde Strömung die alte Wasserscheide zwischen eventuell zwei einst nach entgegengesetzter Richtung verlaufenden, von dem Canal benützten Flussbetten verwischen und auf diese Weise an der Herstellung einer gleichmässiger gestalteten Rinne arbeiten kann, allein wir würden uns hier auf ein Gebiet wagen, welches zunächst noch nicht unter Berufung auf thatsächliche Anhaltspunkte betreten werden kann und dessen Betrachtung auch mit dem Problem des Ursprunges der Querthäler in keinem unmittelbaren Zusammenhange steht.

Es wird nun selbstverständlich eine grosse Anzahl von Fällen geben, an welche sich die hier zuletzt erwähnten Möglichkeiten bezüglich des behandelten Problems nicht anpassen lassen. Diese Fälle werden sogar in der grossen Majorität sein. Diejenigen Erscheinungen, welche sich vielleicht durch Analogie mit den eventuellen Zukunfts-Thalstrecken der Donau und des Don illustriren lassen, können sich zum Beispiel nur auf Flüsse mit ausgedehnterem Lauf beziehen. Für diejenigen Querthäler, welche innerhalb eines einheitlich zusammengehörigen Systems von Parallelketten ihren Ursprung nehmen, und das sind schliesslich die meisten Querthäler unserer Gebirge, wäre die Bezugnahme auf jene Analogie von vornherein unzulässig. Diese Querthäler wird man sich immerhin auch jetzt noch unter Berücksichtigung meiner Theorie ansehen dürfen. Wenn man im Sinne der vorhergehenden Ausführungen ihre mehr oder weniger secundäre Bedeutung im Auge behält, dann mag auch der retrograden Erosion eine Rolle bei den betreffenden Vorgängen zugewiesen werden.

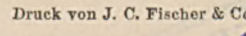
Niemals aber wird man ausser Acht lassen dürfen, dass das Wasser in Gebirgen oder überhaupt geneigten Terrains zu allen Zeiten fliessen musste, soferne es überhaupt vorhanden war, dass es dabei auf das Eintreten besonderer Ereignisse, wie Oeffnung von Spalten oder anderweitige Durchbrechungen von Terrainerhöhungen, nicht jedesmal warten konnte, und dass, wenn dennoch irgendwo ein derartiger Stillstand der fliessenden Bewegung eintrat, derselbe in der Bildung eines See's oder dergleichen seinen Ausdruck gefunden haben muss. In diesen an sich wohl sehr einfachen Grundgedanken liegt der Schwerpunkt der Anschauungsweise, auf welcher meine Theorie basirt ist.

Die Zukunft wird natürlich erst lehren, ob und in welchem Umfange diese Theorie, welche heute zur Erklärung eines grossen Theiles der Thalbildungserscheinungen auszureichen scheint, ihren Platz neben anderen Erklärungsversuchen wird behaupten können.





Inhalt.



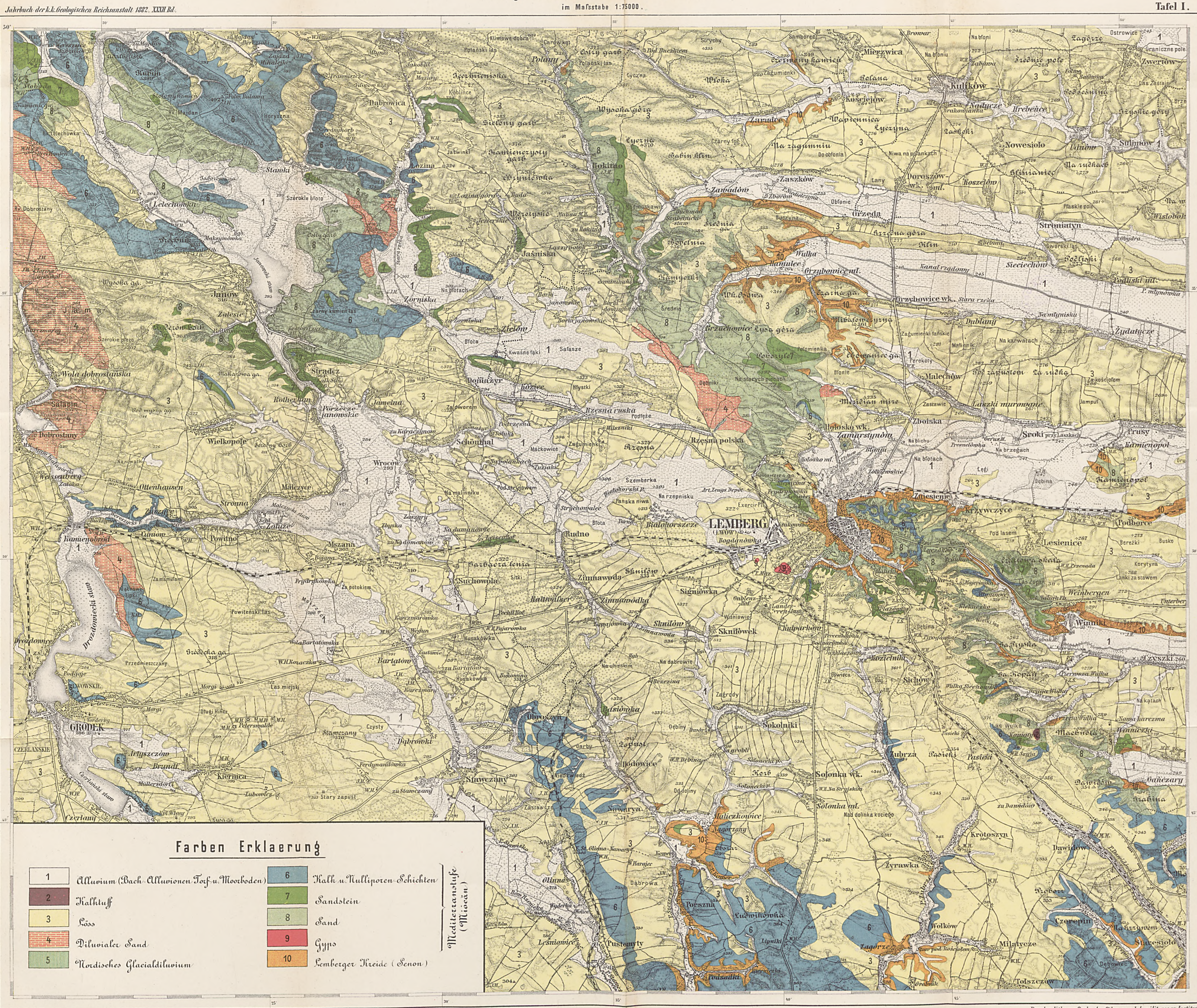
Druck von J. C. Fischer & Co.



GEOLOGISCHE KARTE der UMGEBUNG von LEMBERG

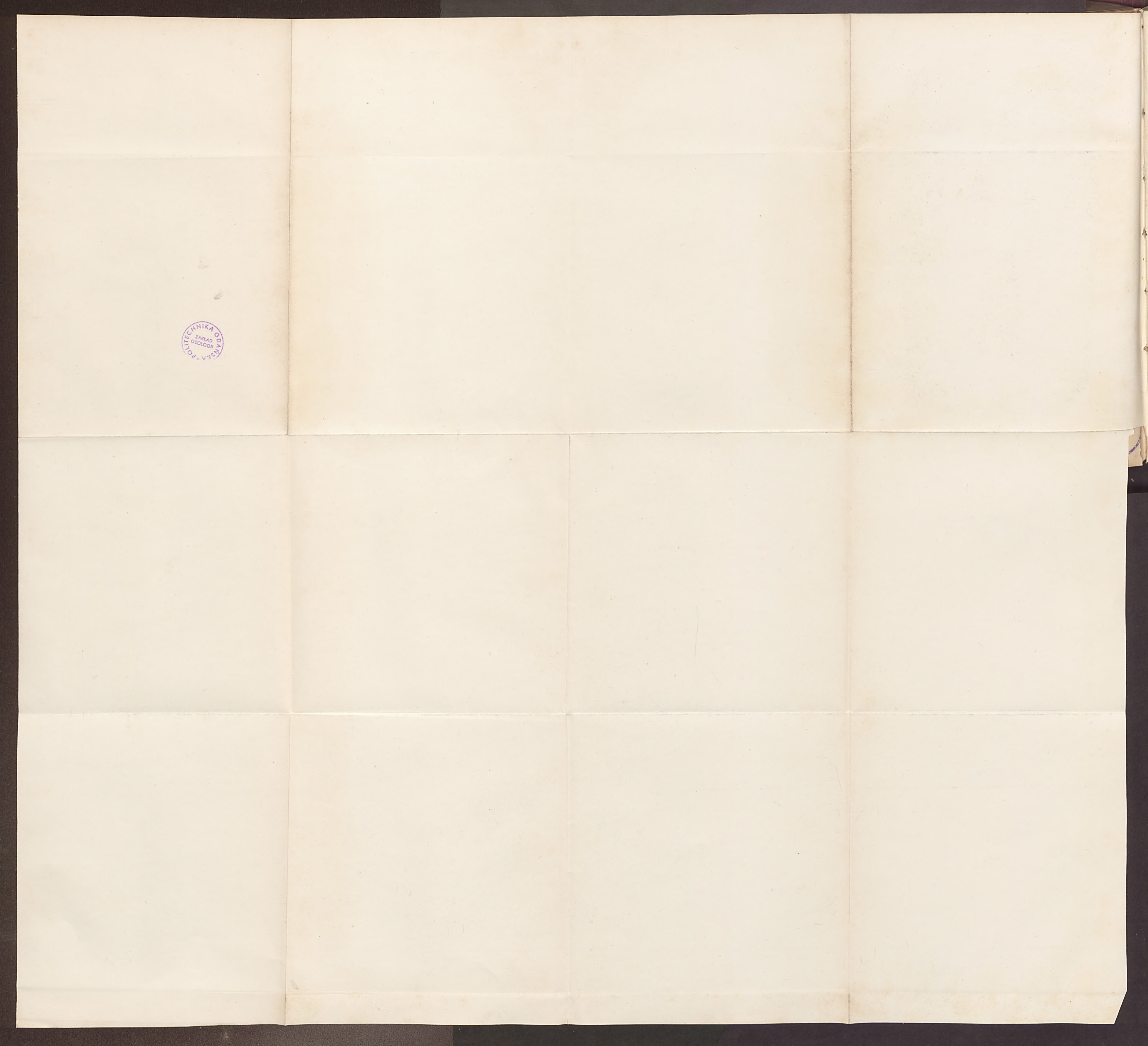
Aufgenommen von Dr. E. Tietze 1880.

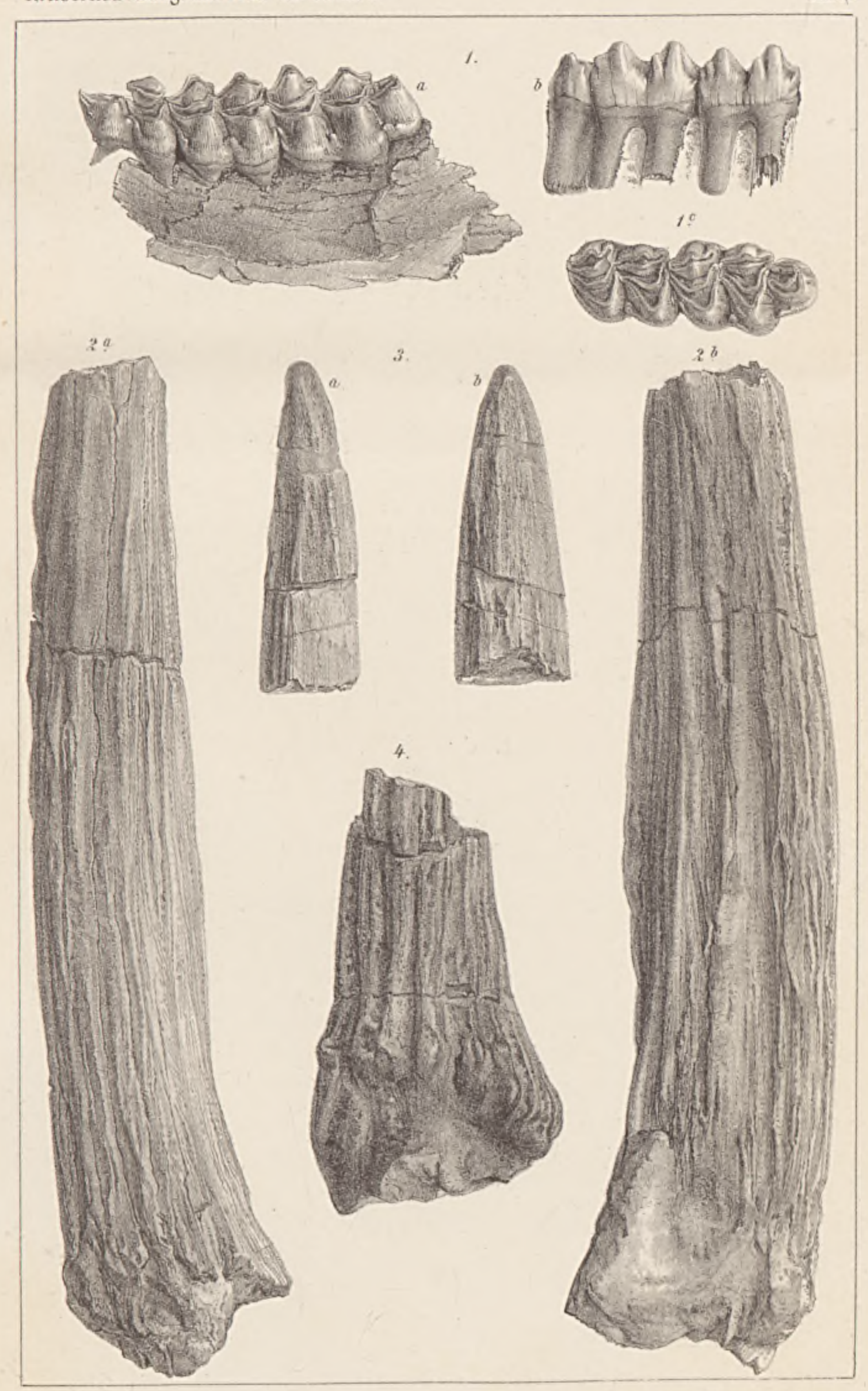
im Maſsstabe 1:75000.



Verlag v. A. Hölder k.k. Hof u. Universitäts Buchhändler in Wien.

Druck u. lithografische Ausführung v. k.k. milit. geogr. Institut.

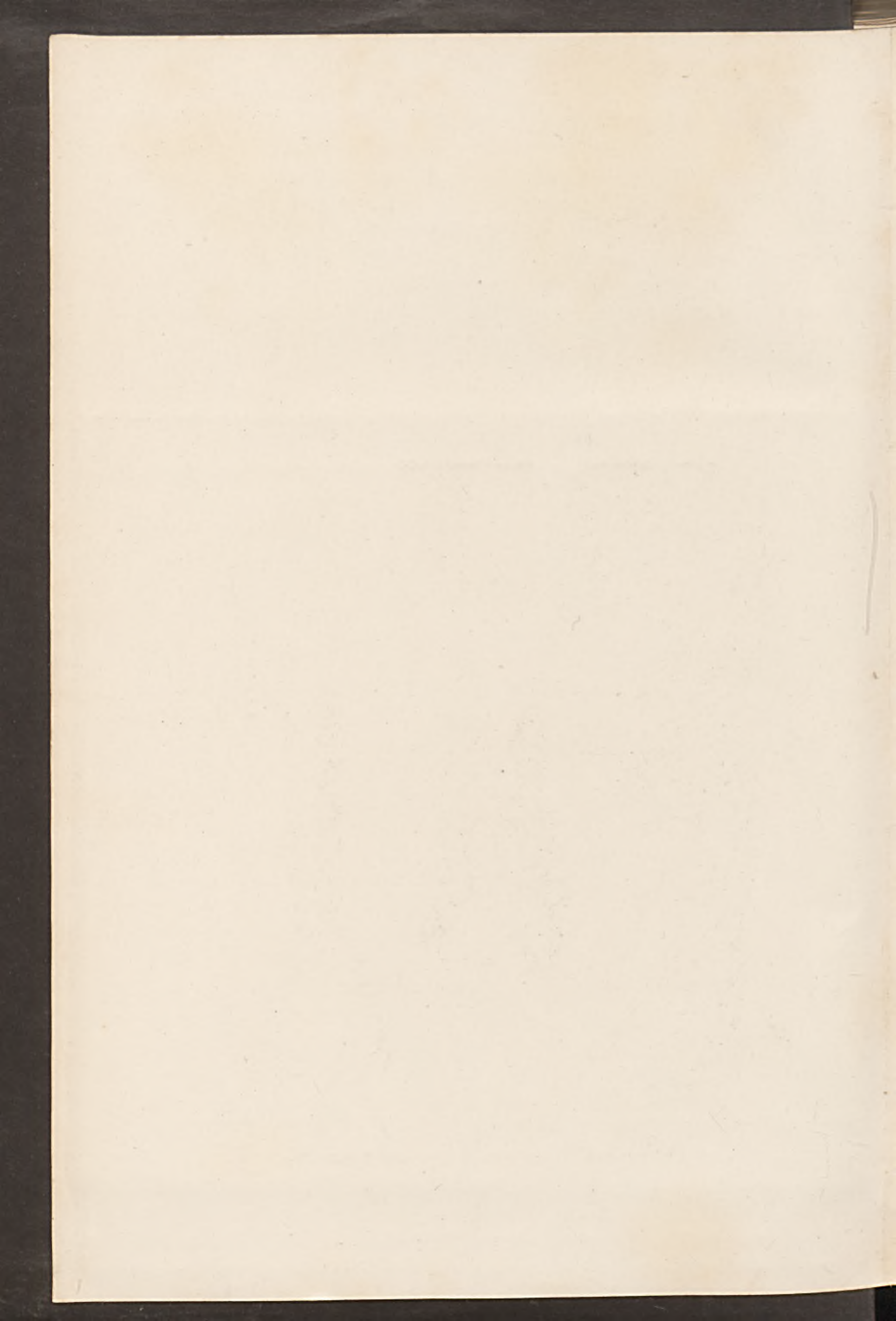


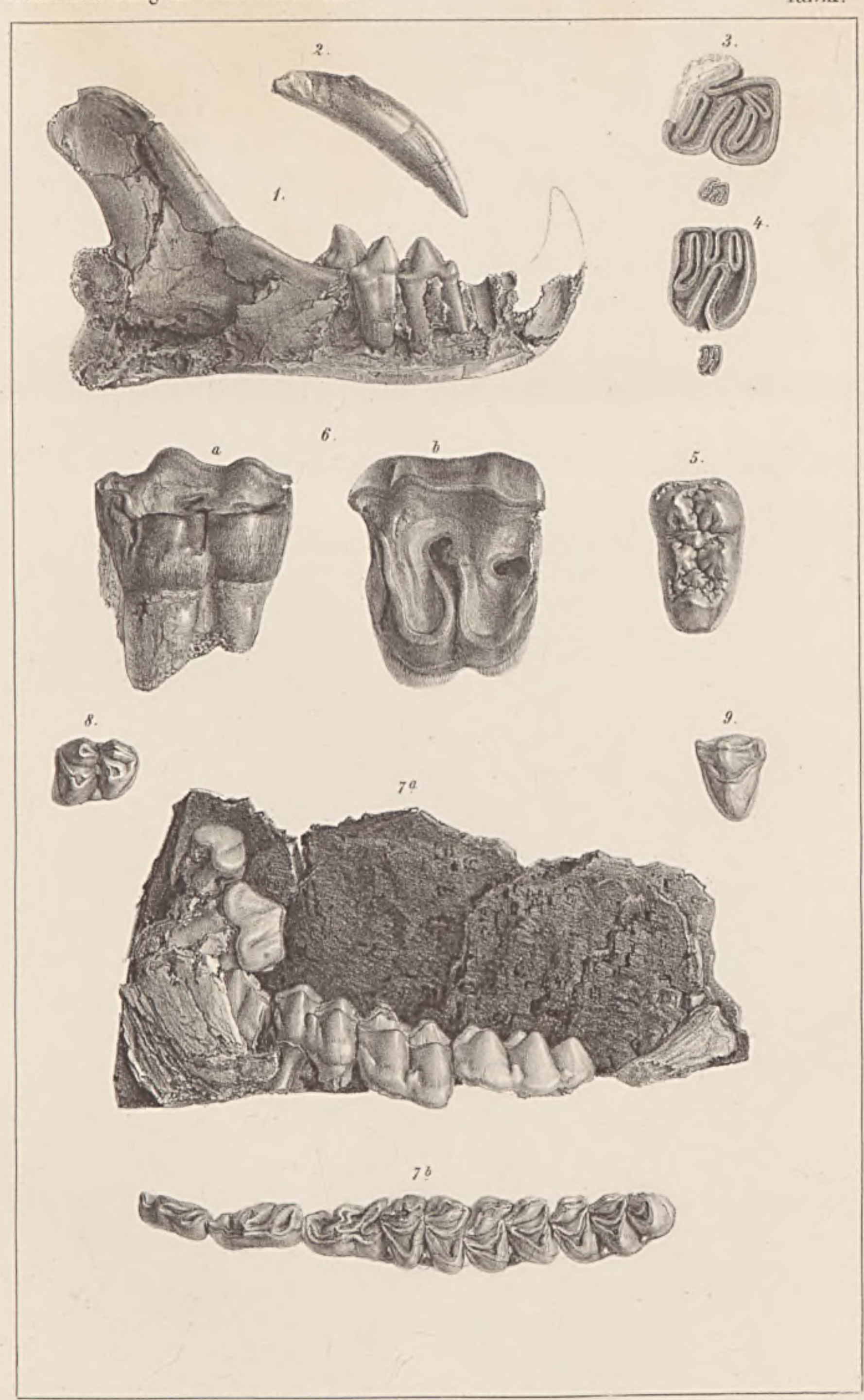


J. G. Fahrnbauer n. d. Nat. gez. u. lith.

Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.

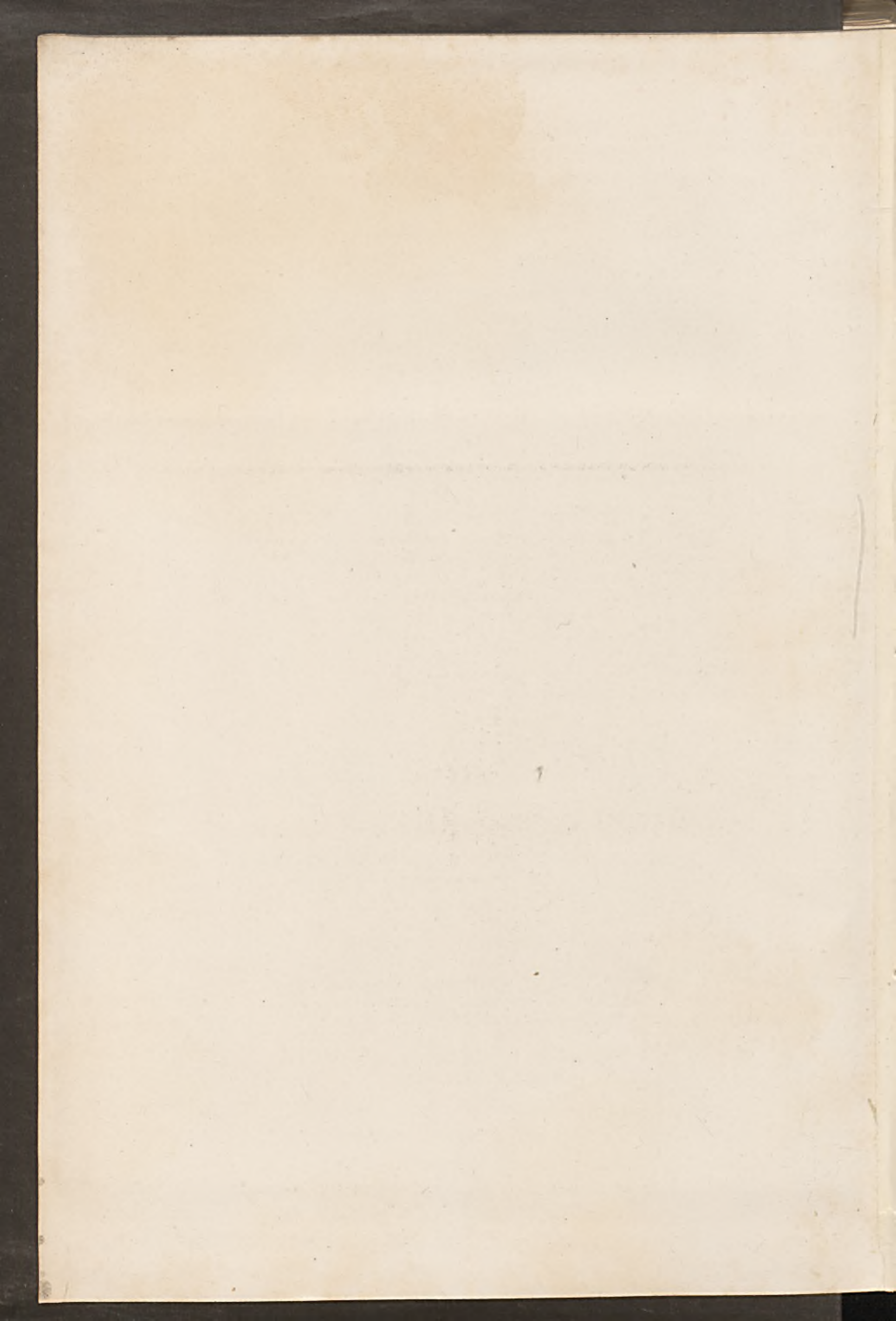
Verlag v. Alfred Hölder, k. k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.

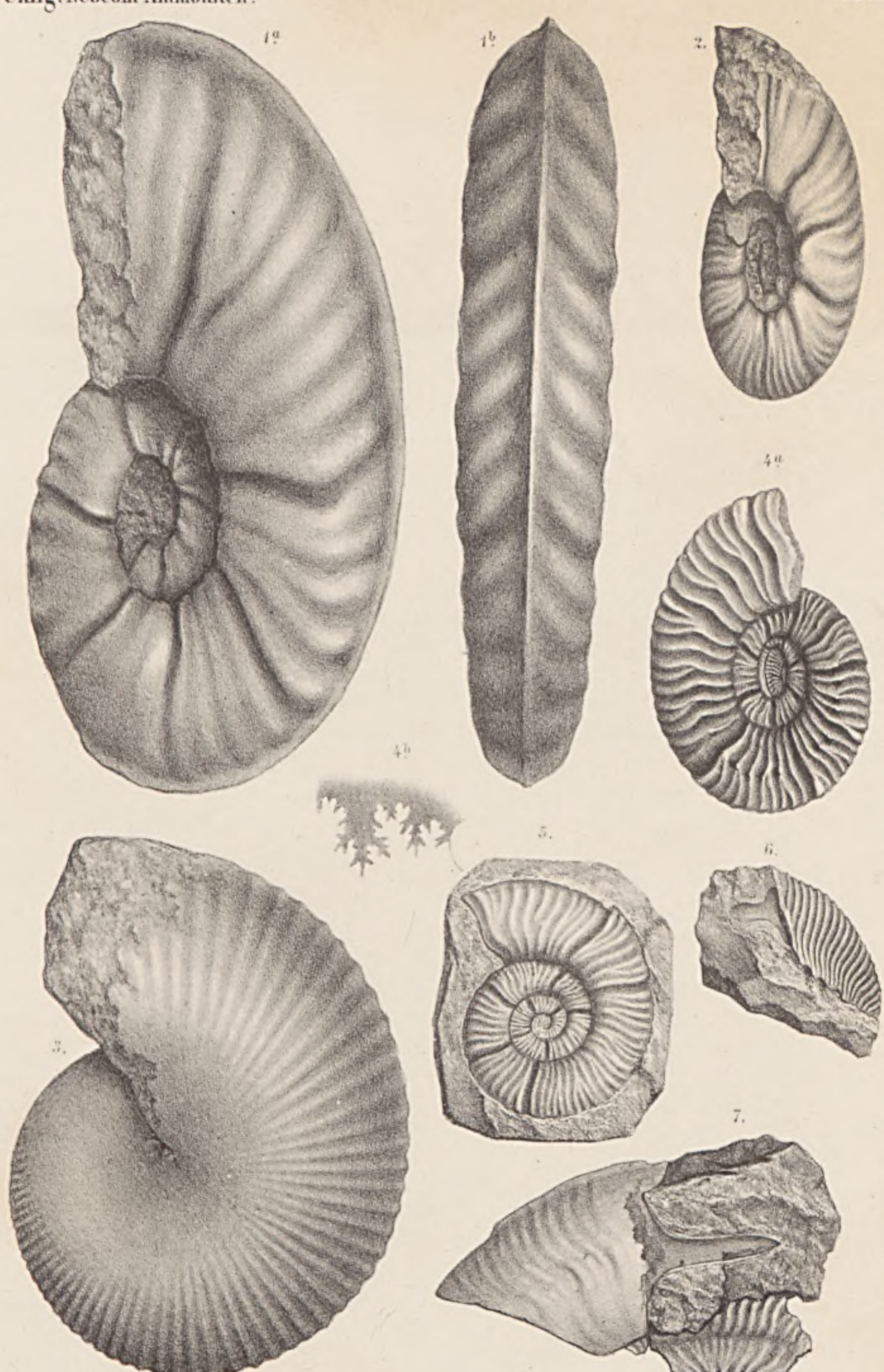




J. G. Fahrnbauer n. d. Nat. gez. u. lith. Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien

Verlag v. Alfred Hölder, k. k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.

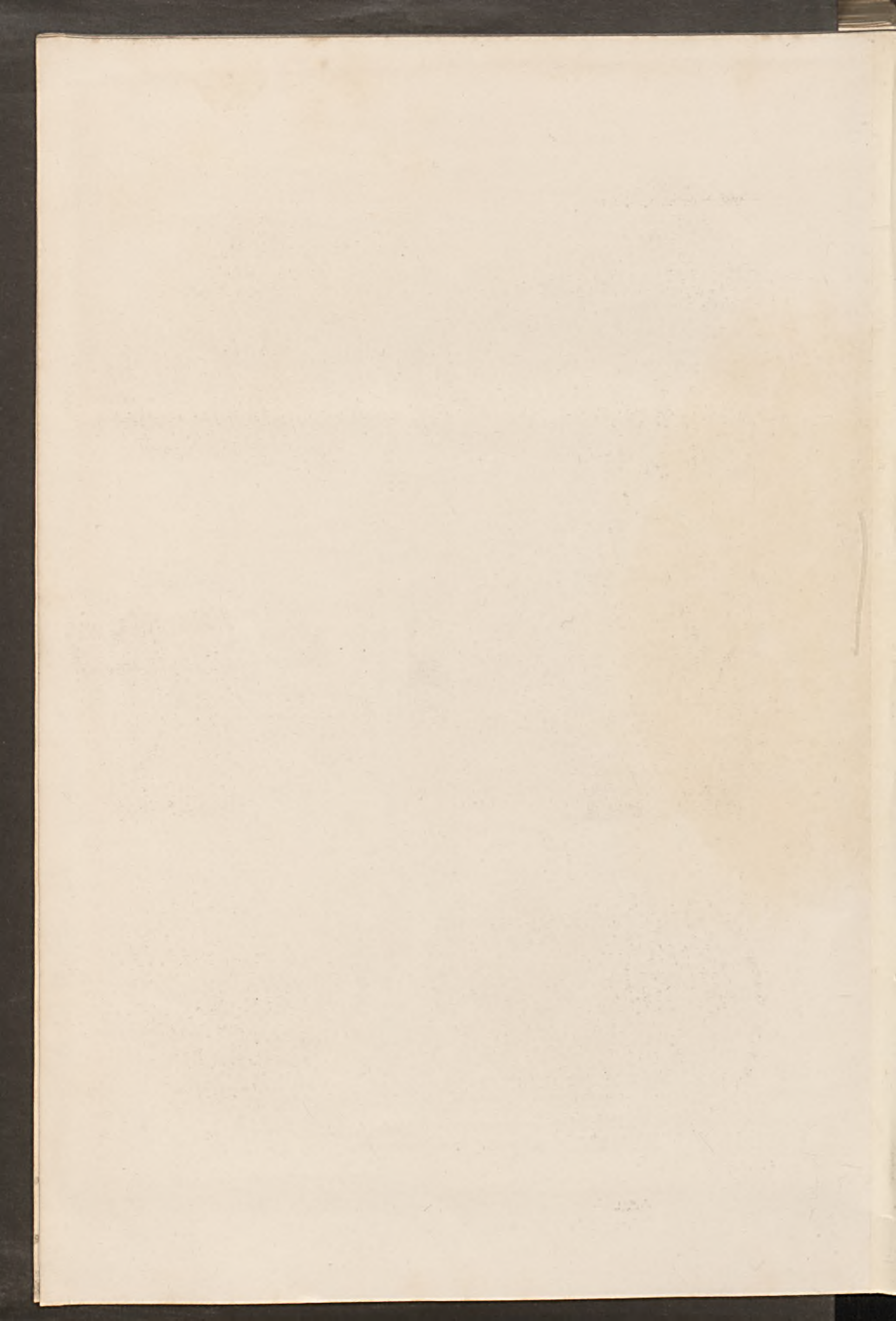




A. Swoboda del et lith.

Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.

Verlag v. Alfred Hölder, k.k. Hof-u. Universitäts-Buchhändler in Wien.



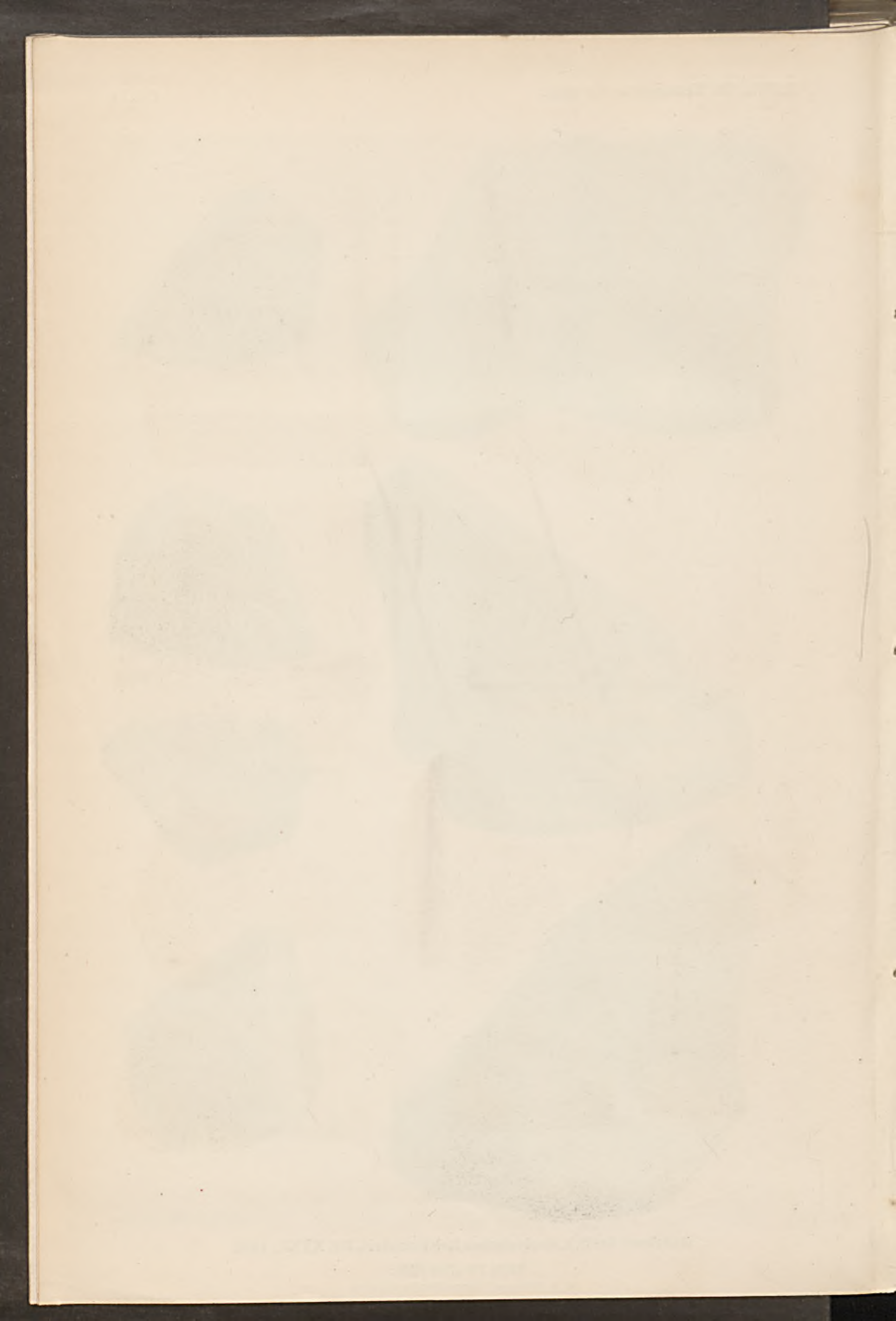


Verlag von Alfred Hölder,
k. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler.



Lichtdruck von Max Jaffé, Wien.

Verlag von Alfred Hölder,
k. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler.





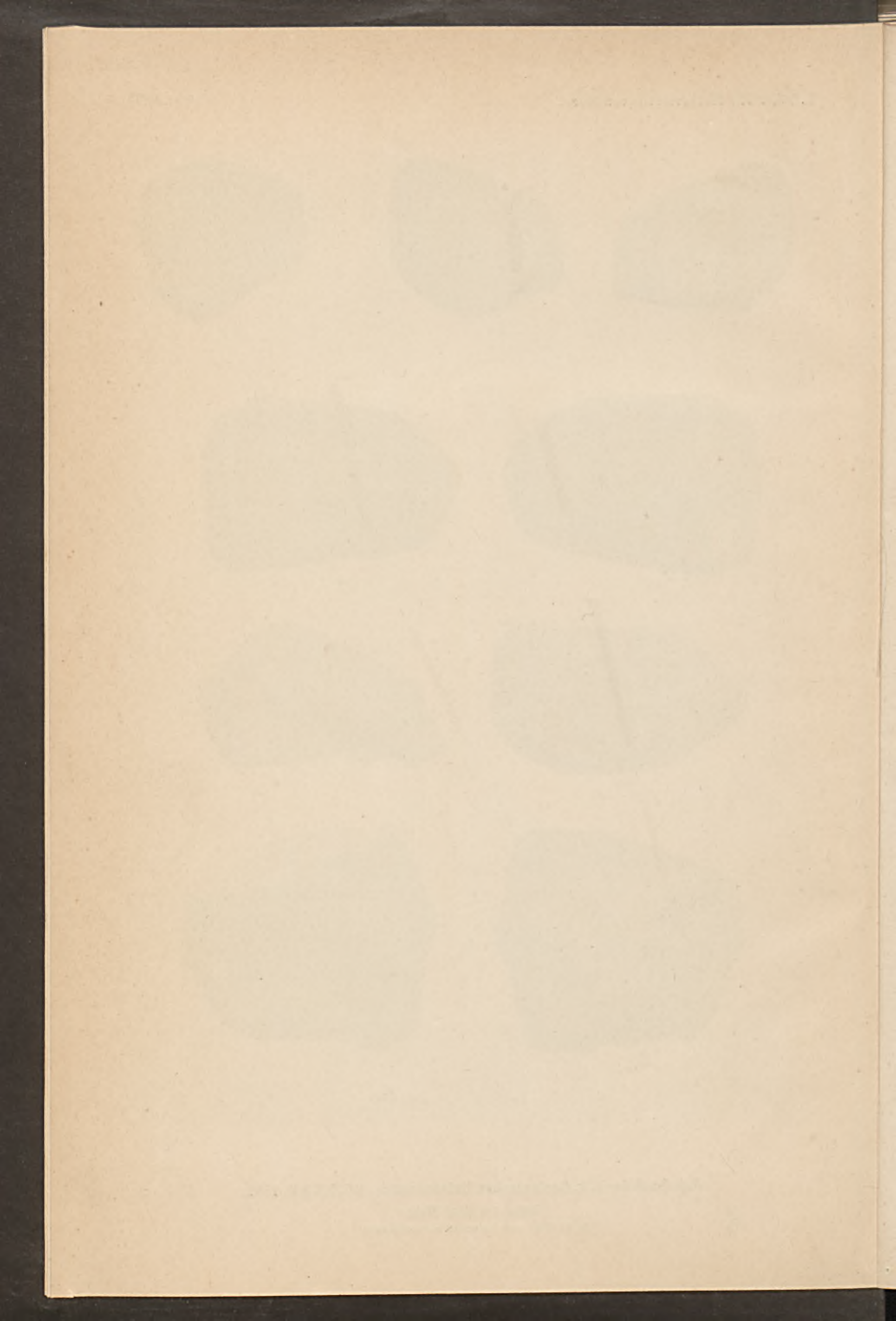
Lichtdruck von Max Jaffé, Wien.

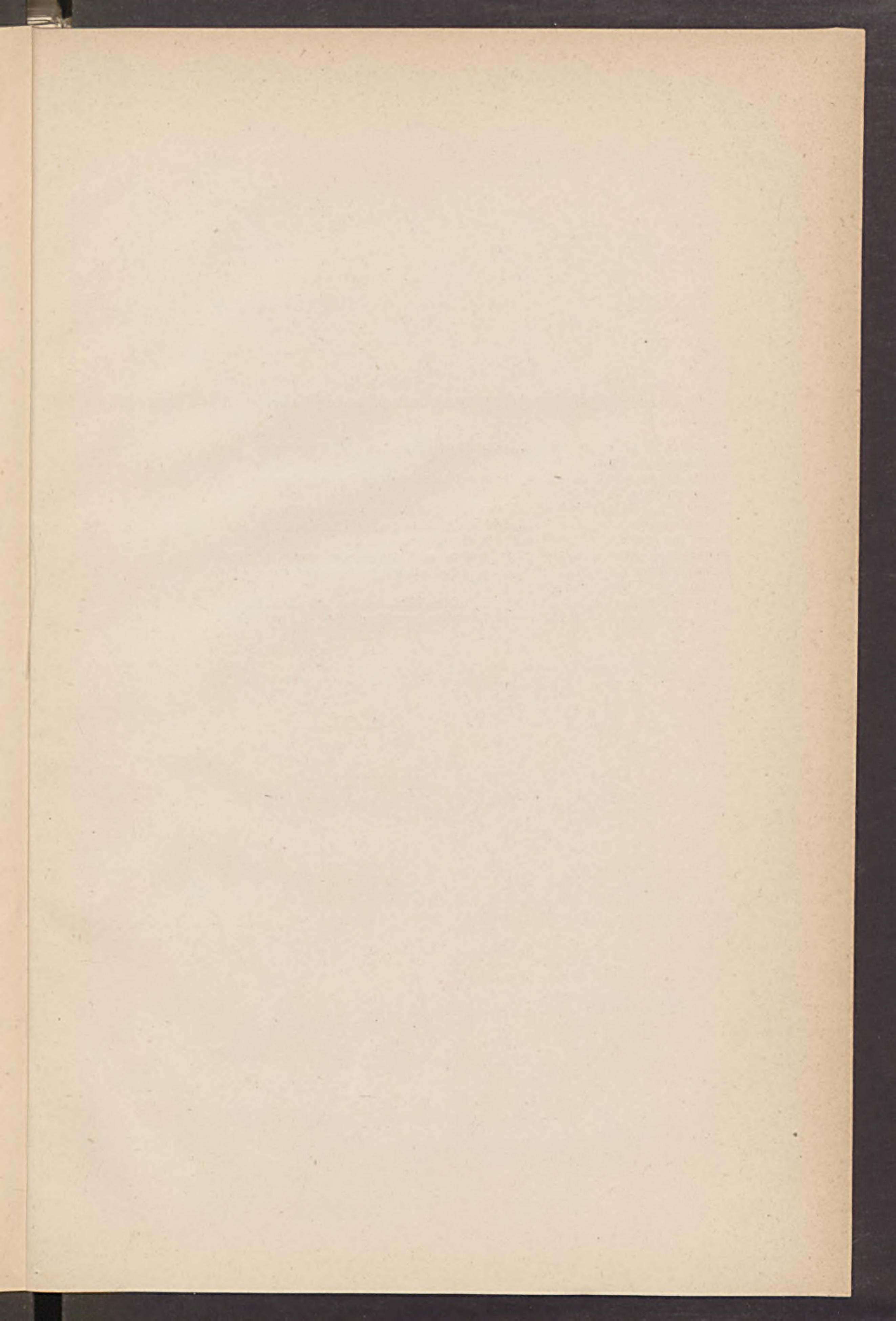
Verlag von Alfred Hölder,
k. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler.



Lichtdruck von Max Jaffé, Wien.

Verlag von Alfred Hölder,
k. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler.





Tafel IX.

Alle Objecte sind in natürlicher Grösse und rechts als links und umgekehrt dargestellt.

Figur 1. *Equus Stenonis affinis Wold.*, Unterkieferzähne rechts, Usurfläche, vom Schädel *A*. Pola.

„ 2. *Equus Stenonis affinis Wold.*, Fragment des rechten Unterkiefers von der Aussenseite. *H*. Pola.

„ 3. *Equus Stenonis affinis Wold.*, Usurfläche der Prämolaren der Fig. 2.

„ 4. *Equus quaggoides affinis Wold.*, Oberkieferzähne rechts, Usurfläche. *D*. Pola.

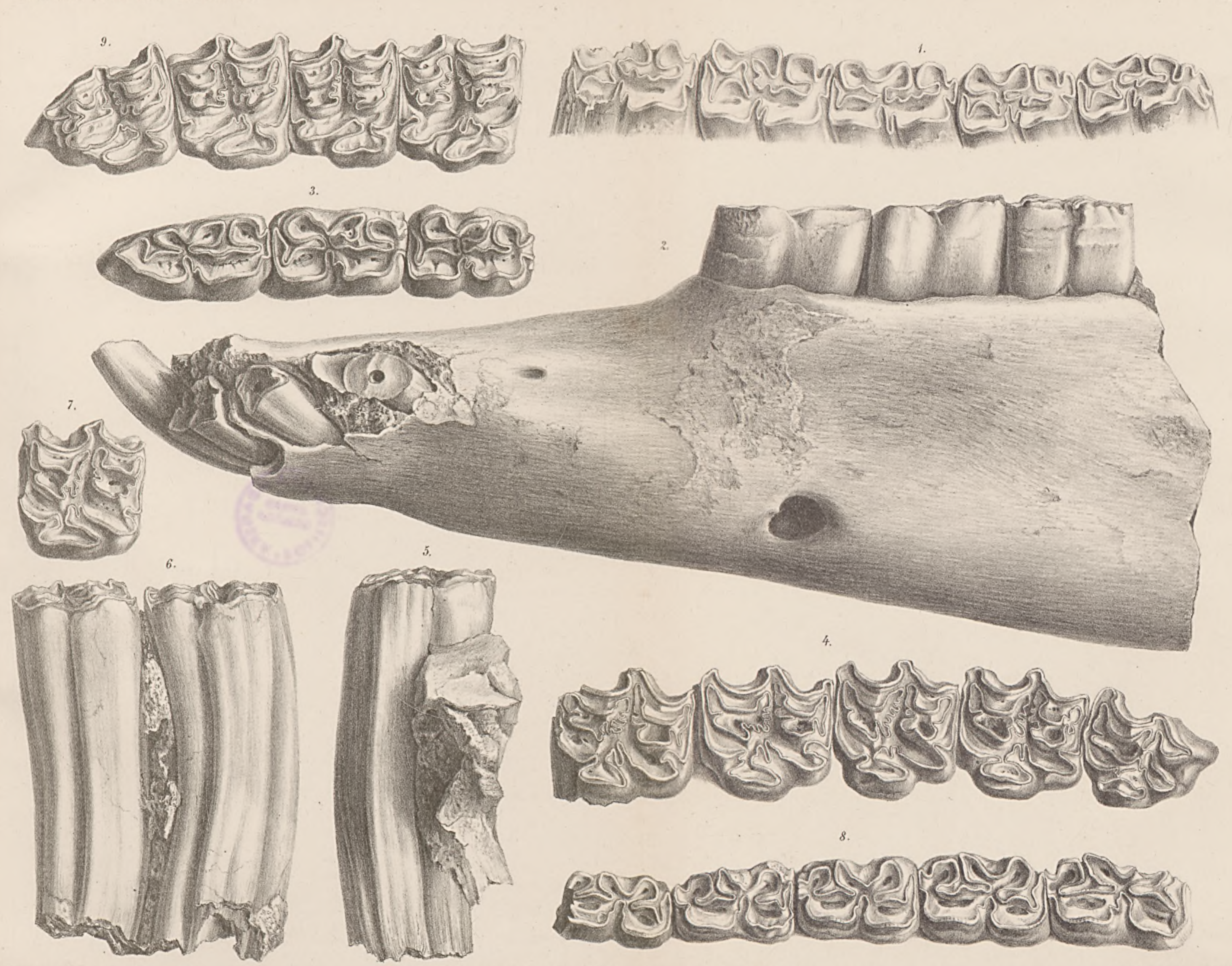
„ 5. *Equus quaggoides affinis Wold.*, p_2 der Fig. 4 von der Innenseite.

„ 6. *Equus quaggoides affinis Wold.*, p_1 und m_1 *a. l.* von der Innenseite *D'*. Pola

„ 7. *Equus quaggoides affinis Wold.*, p_1 *o. r.* mit vorgeschrittener Usur. *D''*. Pola.

„ 8. *Equus Caballus fossilis Rütimeyer*, Untere Backenzähne links. *C*. Pola.

„ 9. *Equus Caballus fossilis Rütimeyer*, Obere Backenzähne links. *J*. Pola.



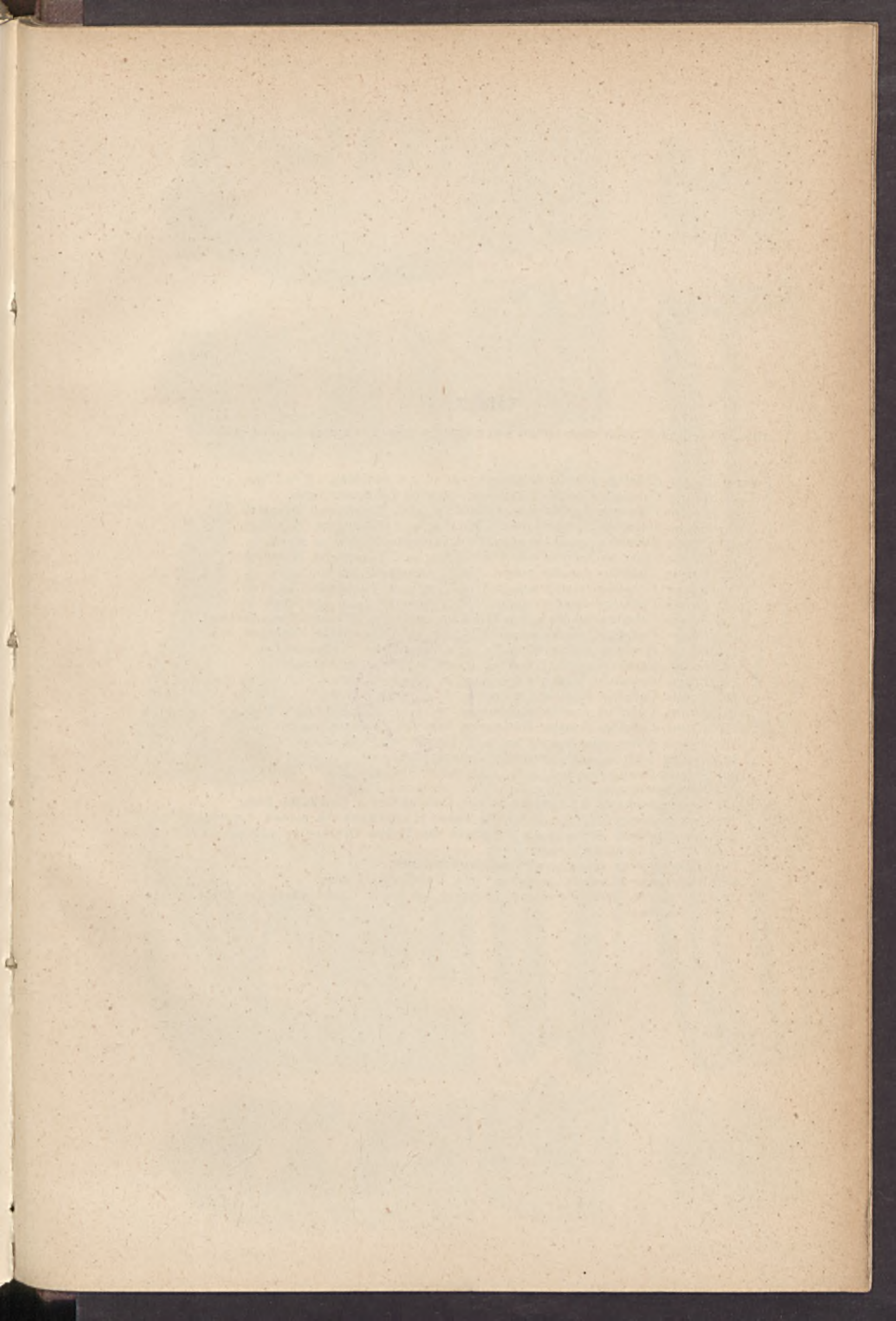
Rud. Schönn n. d. Nat. gez. u. lith.

Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.

Verlag v. Alfred Hölder, k. k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.







Tafel X.

Alle Objecte sind in natürlicher Grösse und rechts als links und umgekehrt dargestellt.

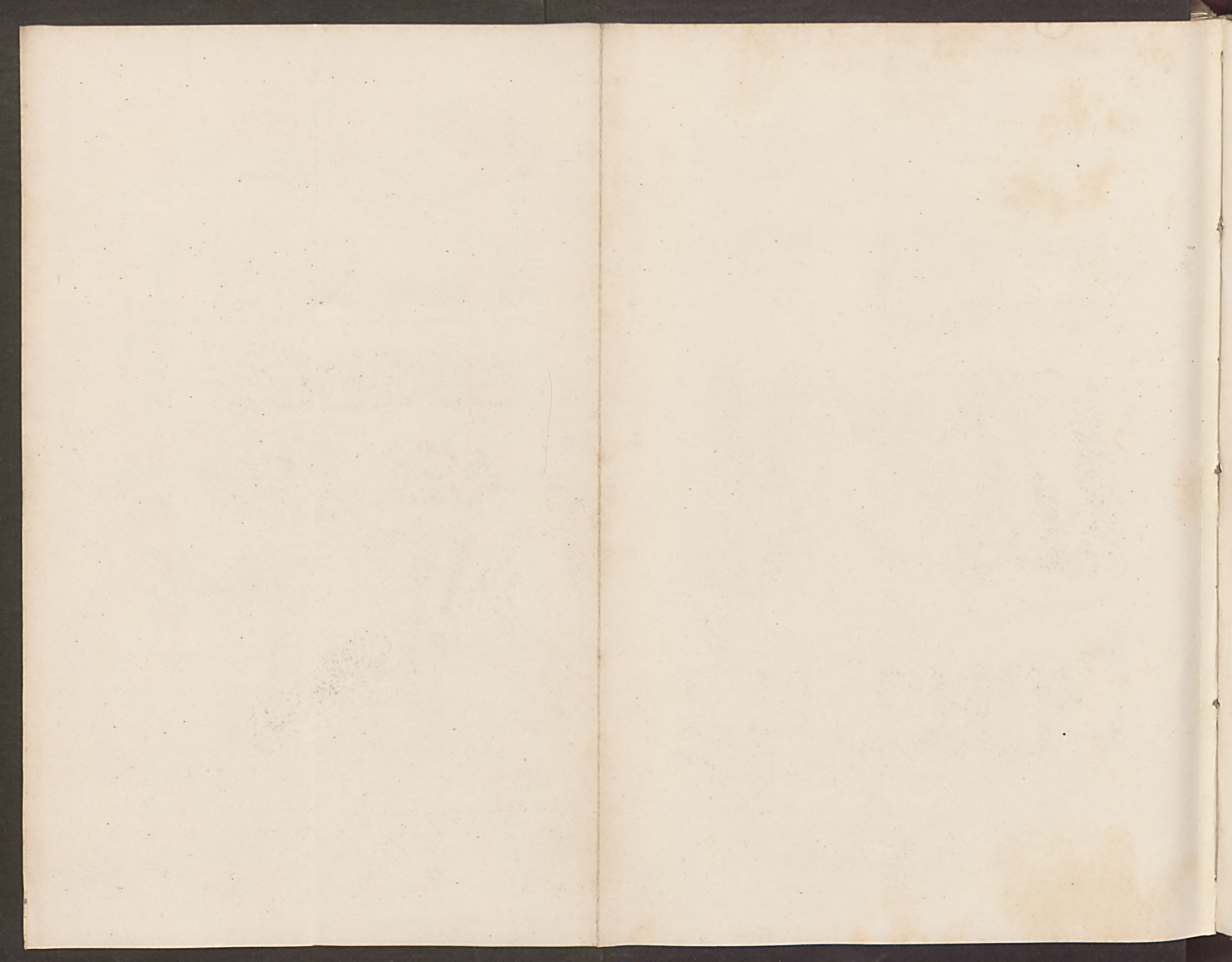
Figur 1. *Equus Caballus fossilis Rütimeyer*, m_1 *o. r.* Usurfläche. *B. o.* Pola.
" 2. *Equus Caballus fossilis Rütimeyer*, derselbe Zahn von innen.
" 3. *Equus Caballus fossilis minor Wold.*, p_3 *o. l.* Usurfläche. Nussdorf.
" 4. *Equus Caballus fossilis minor Wold.*, p_1 *o. l.* Usurfläche. Nussdorf.
" 5. *Equus Caballus fossilis minor Wold.*, derselbe Zahn von innen.
" 6. *Equus Caballus fossilis minor Wold.*, m_2 *o. l.* Usurfläche. Nussdorf.
" 7. *Equus Caballus fossilis minor Wold.*, derselbe Zahn von innen.
" 8. *Equus Caballus fossilis minor Wold.*, m_3 *o. r.* Usurfläche. Nussdorf.
" 9. *Equus Caballus fossilis minor Wold.*, derselbe Zahn von innen.
" 10. *Equus Caballus fossilis minor Wold.*, p_1 m_1 m_2 *u. l.* Usurfläche. Nussdorf.
" 11. *Equus Caballus fossilis minor Wold.*, p_3 *u. r.* Usurfläche. Nussdorf.
" 12. *Equus Stenonis affinis Wold.*, p_3 *o. r.* Usurfläche. Šipkahöhle.
" 13. *Equus Stenonis affinis Wold.*, d_1 *o. r.* Usurfläche. Šipkahöhle.
" 14. *Equus Caballus fossilis Rütimeyer*, p_3 *o. r.* Šipkahöhle.
" 15. *Equus Caballus fossilis Rütimeyer*, d_1 *o. r.* Šipkahöhle.
" 16. *Equus Caballus fossilis Rütimeyer*, m_1 *u. l. B"*. Usurfläche. Pola.
" 17. *Equus Caballus fossilis Rütimeyer*, derselbe Zahn von innen.
" 18. *Asinus Gray, spec.?* m_1 o. m_2 *o. l.* Usurfläche. Šipkahöhle.
" 19. *Asinus Gray, spec.?* derselbe Zahn von innen.
" 20. *Asinus Gray, spec.?* m_3 *o. r.* Usurfläche. Šipkahöhle.
" 21. *Bos primigenius Boj.?* m_2 *o. l. B.* von innen. Pola.
" 22. *Cervus elaphus L.?* Fragment des link. Unterkiefers *A.* Usurfläche. Pola.
" 23. *Cervus dama L.?* Fragment des linken Unterkiefers von aussen. Sebenico.
" 24. *Bison priscus Rütimeyer?* Fragment des linken Oberkiefers mit m_2 und m_3. Usurfläche. Lesina.
" 25. *Bison priscus Rütimeyer?* dasselbe von innen.
" 26. *Rhinoceros Merckii Jaeger?* m_1 *o. l.* Usurfläche. Lesina.
" 27. *Rhinoceros Merckii Jaeger?* Fragment des linken Unterkiefers. Usurfläche. Lesina.

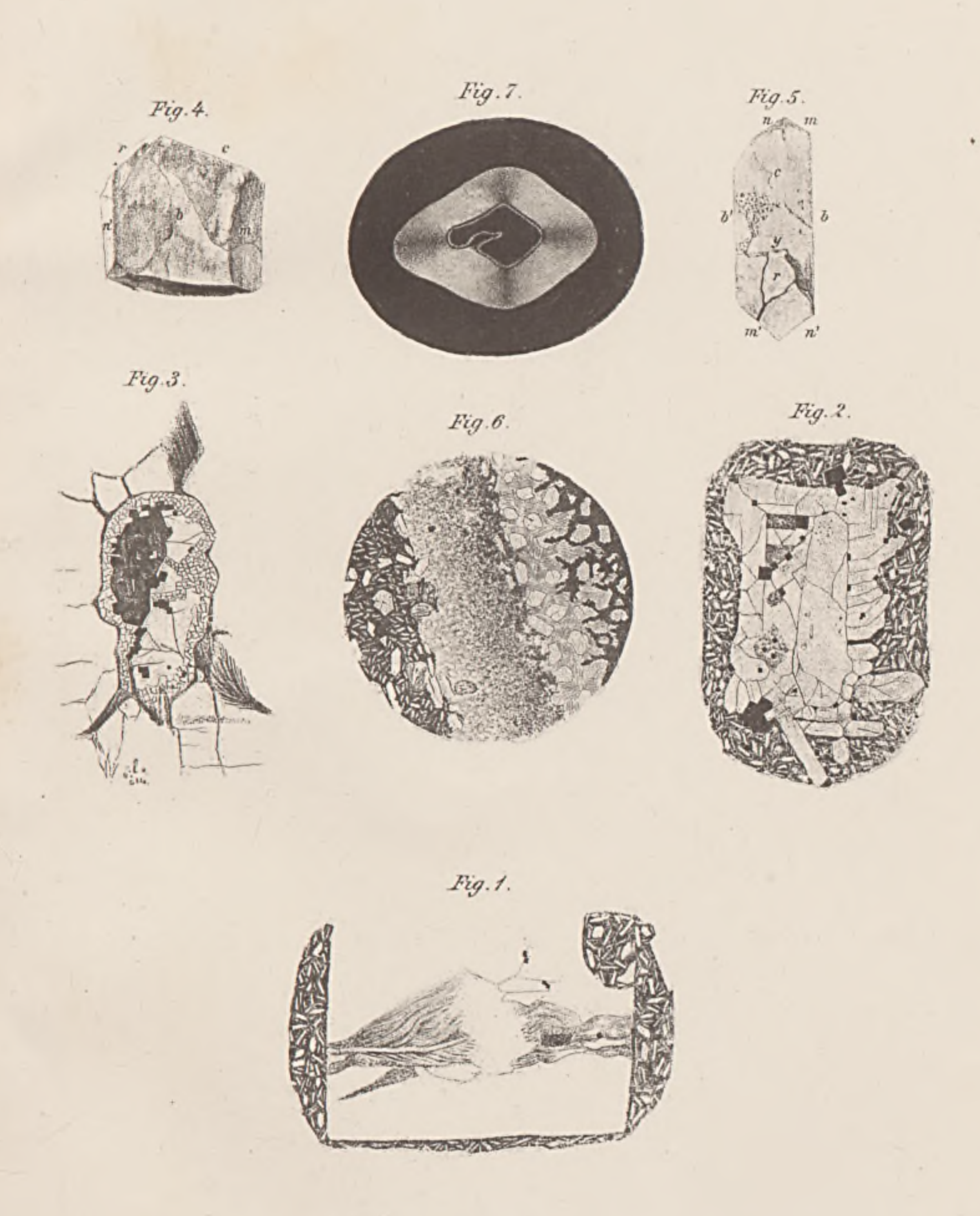


Rud. Schönn n. d. Nat. gez. u. lith.

Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.

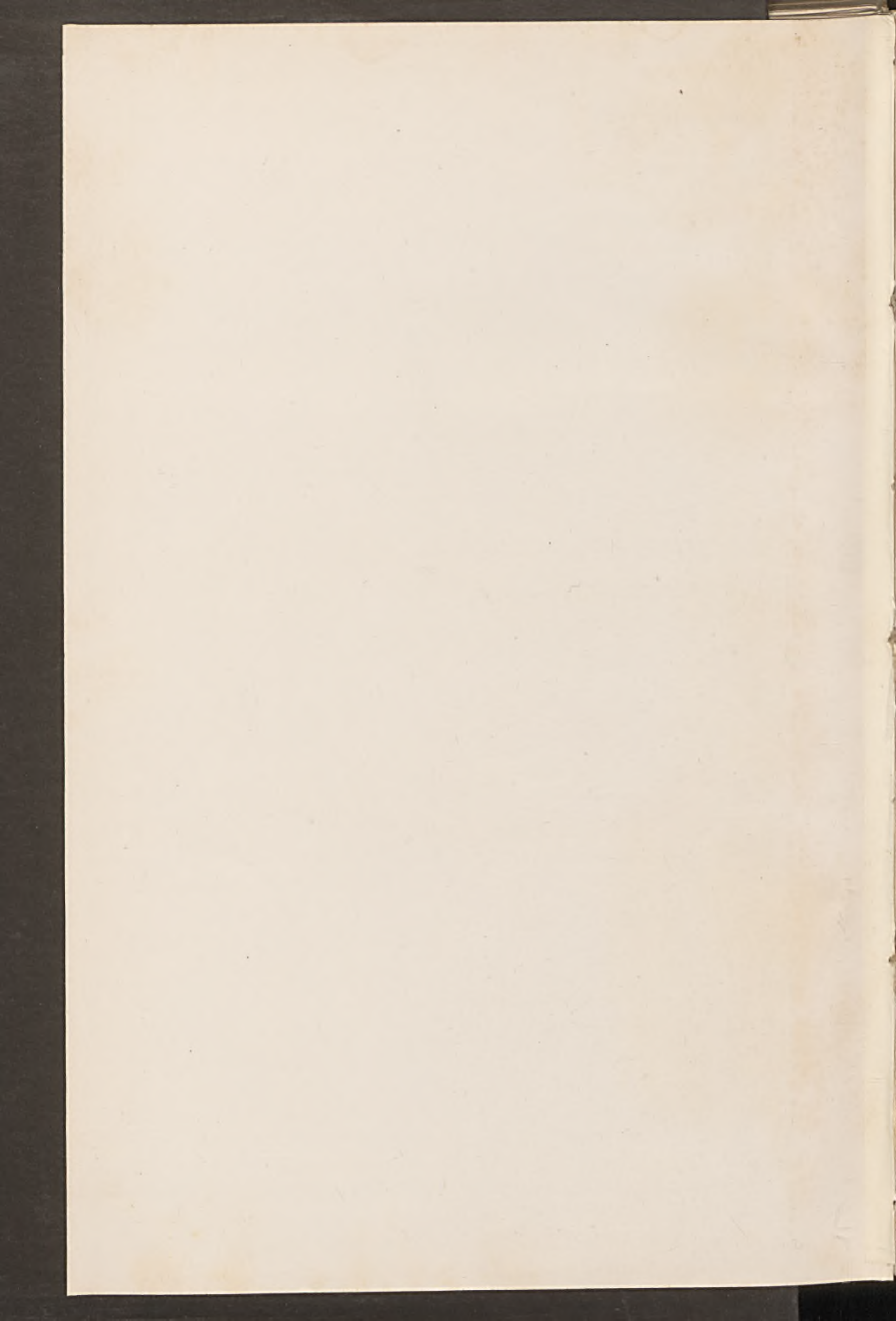
Verlag v. Alfred Hölder, k. k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.

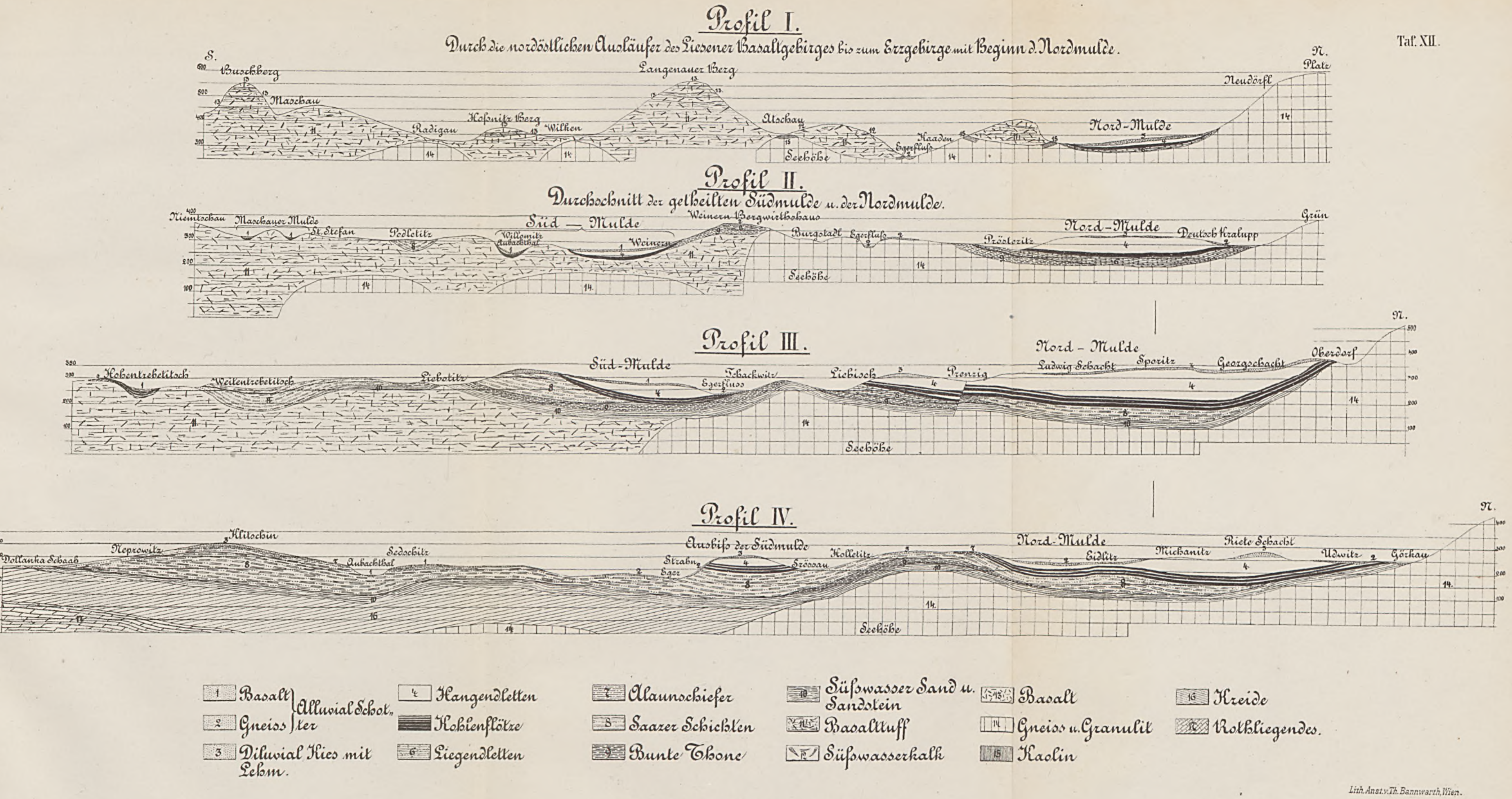




Autor del. Lith. Anst. v. Th. Bannwerth, Wien.

Verlag v. Alfred Hölder, k.k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.





1 Basalt	Alluvial Schotter	4 Hangendletten	7 Alaunschiefer
2 Gneiss		5 Kohlenflötze	8 Saazer Schichten
3 Diluvial Kies mit Lehm.		6 Liegendletten	9 Bunte Thone

10 Süßwasser Sand u. Sandstein	13 Basalt	16 Kreide
11 Basalttuff	14 Gneiss u. Granulit	17 Rothliegendes.
12 Süßwasserkalk	15 Kaolin	

Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.

Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt. Bd. XXXII. 1882.

Verlag v. Alfred Hölder, k. k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.



Profil V.
Längendurchschnitt der Nordmulde.

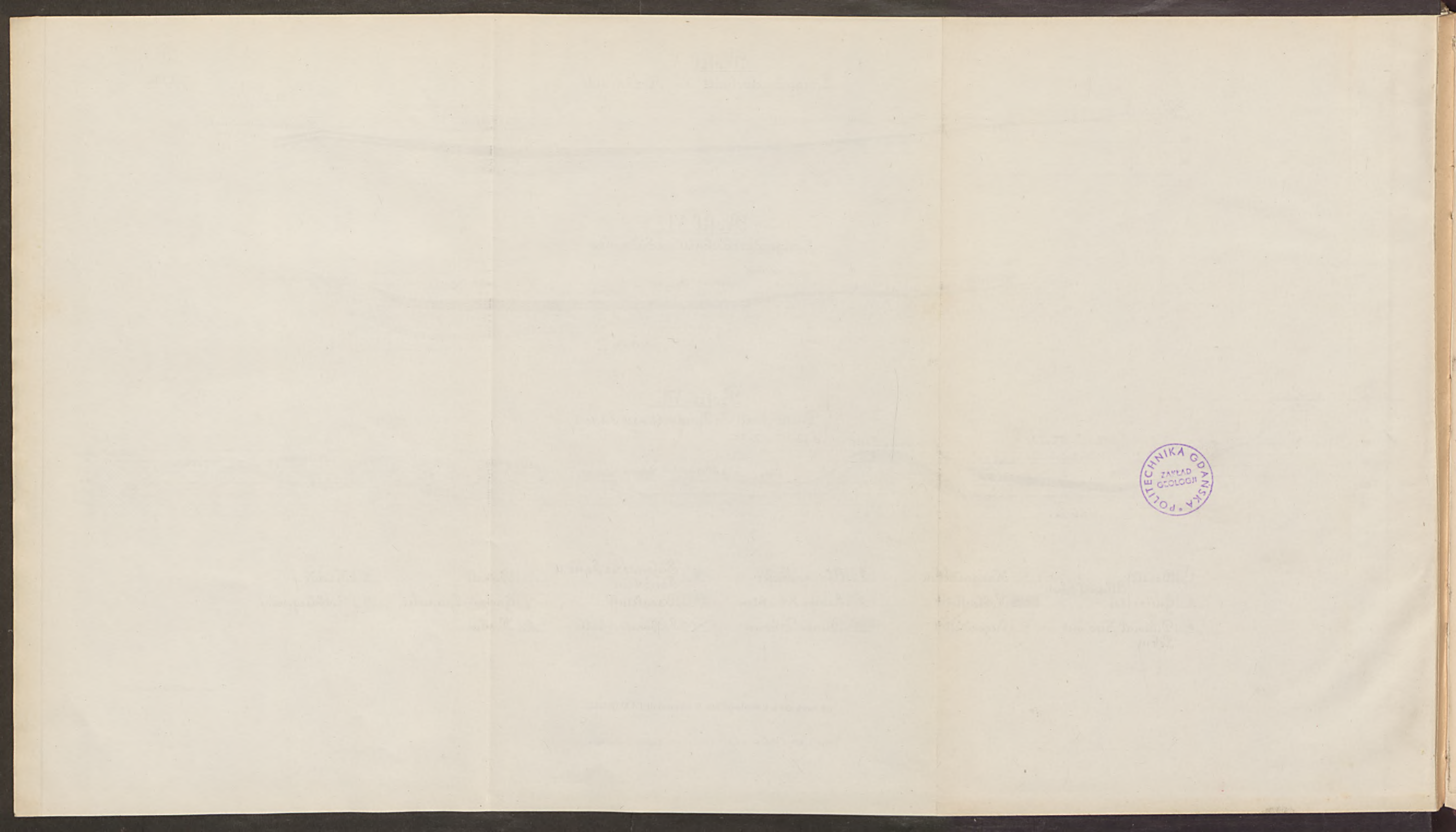
Profil VI.
Längendurchschnitt der Südmulde.

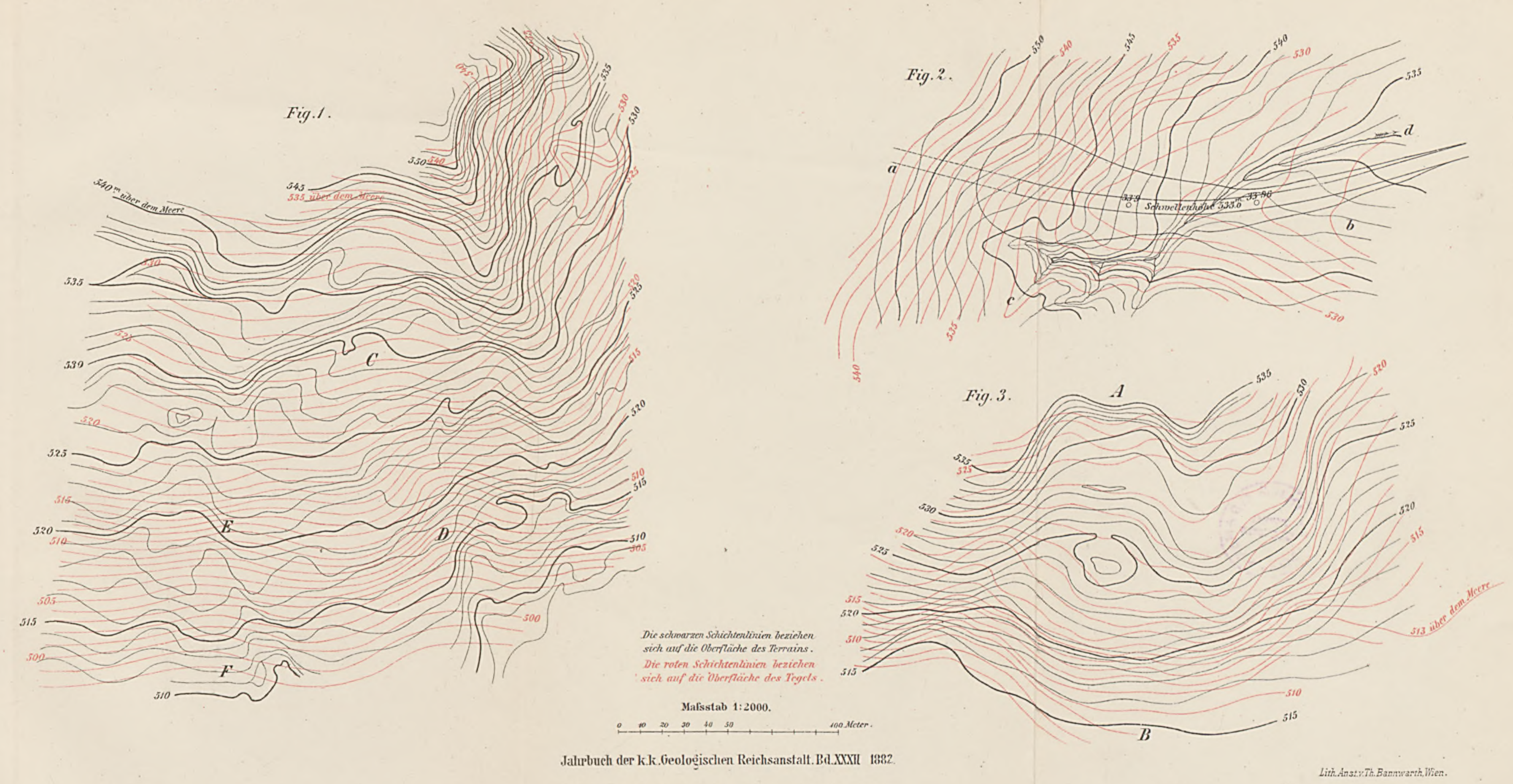
Profil VII.
Durchschnitt von Nordwest nach Südost.

- 1 Basalt } Alluvial Schotter
- 2 Gneiss } Alluvial Schotter
- 3 Diluvial Kies mit Lehm.
- 4 Hangendletten
- Kohlenflötze
- 6 Liegendletten
- 7 Alaunschiefer
- 8 Saazer Schichten
- 9 Bunte Thone
- 10 Süsswasser Sand u. Sandstein
- 11 Basalttuff
- 12 Süsswasserkalk
- 13 Basalt
- 14 Gneiss u. Granulit
- 15 Kaolin
- 16 Kreide
- 17 Rothliegendes.

Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.

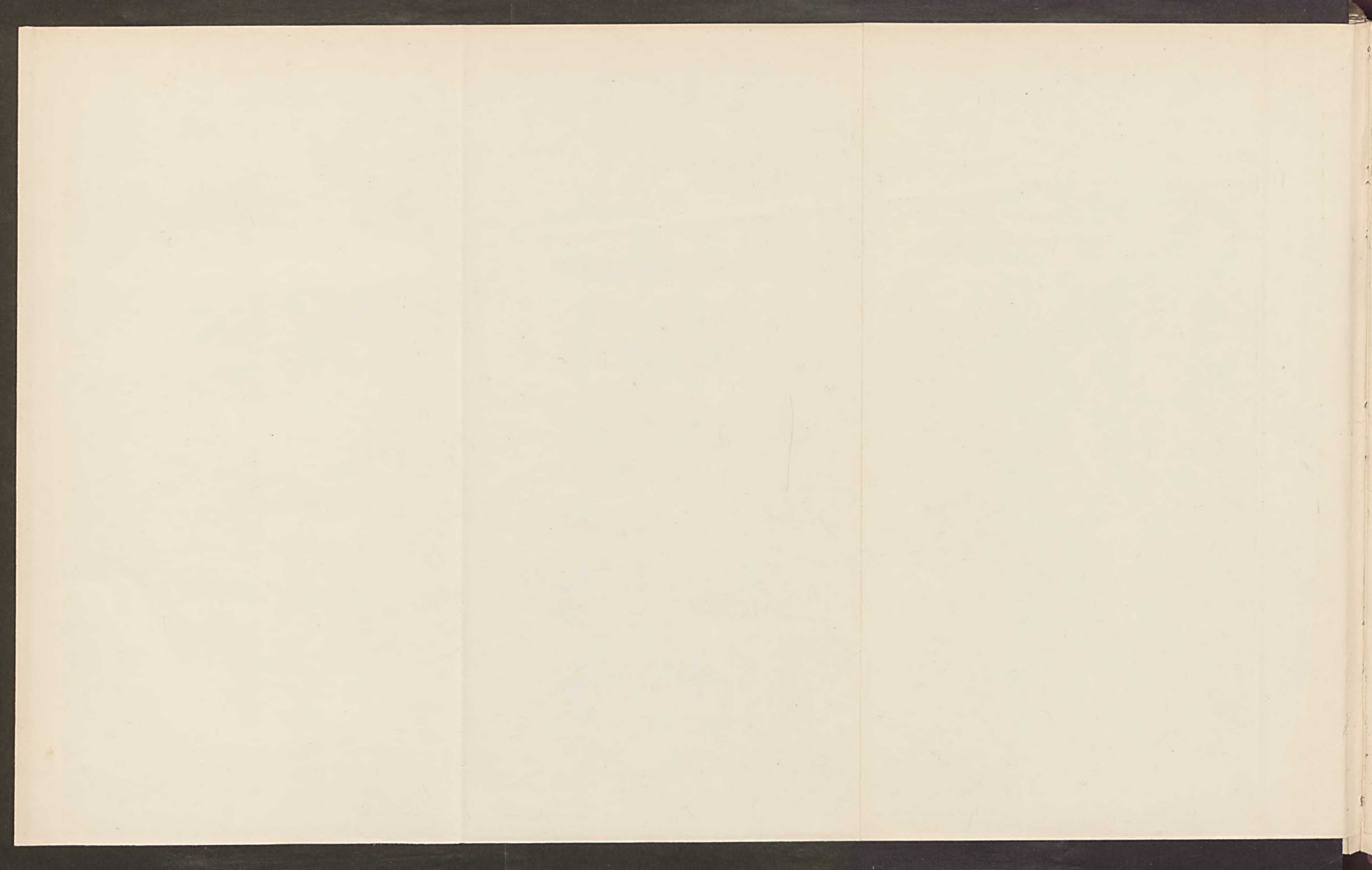
Verlag v. Alfred Hölder, k.k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.

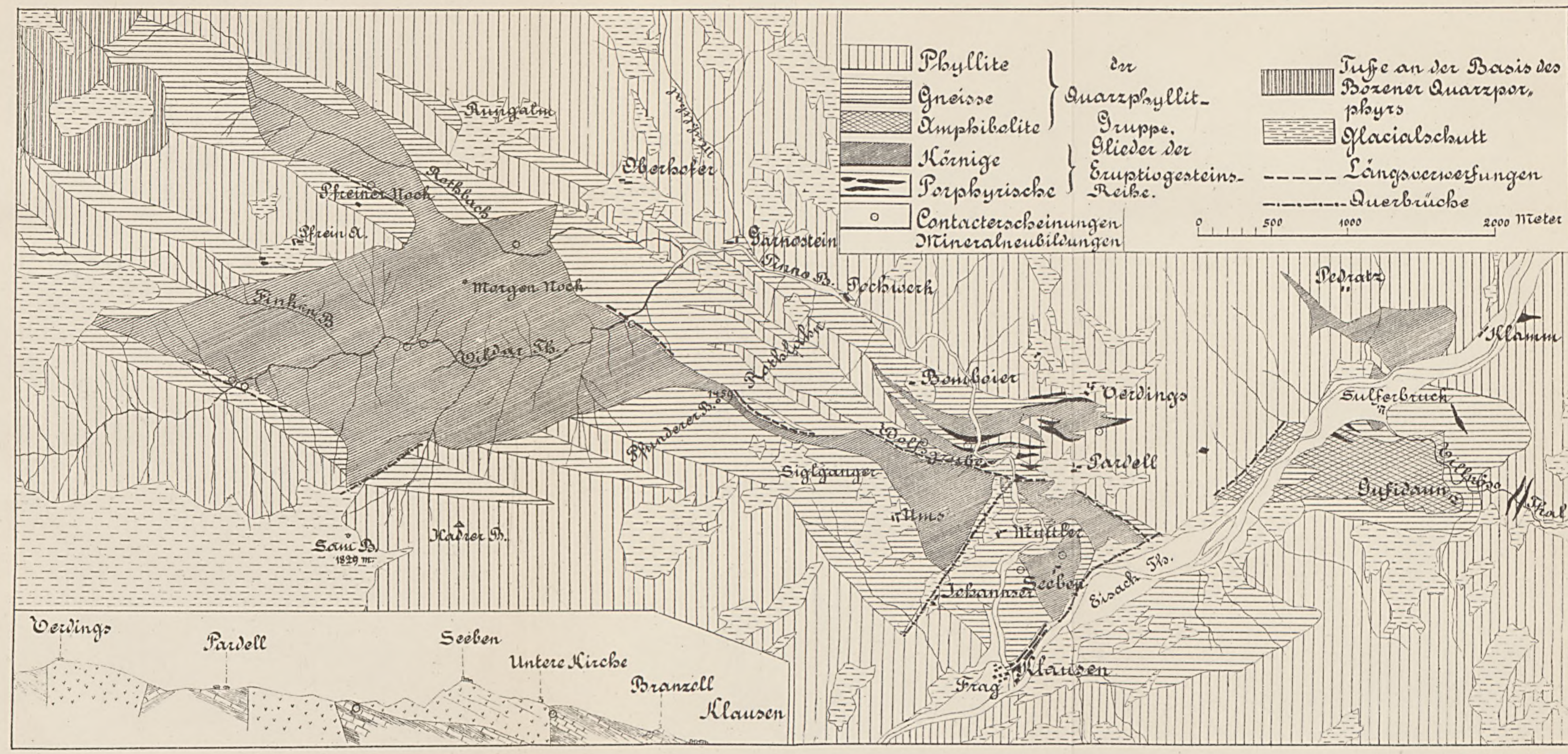

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

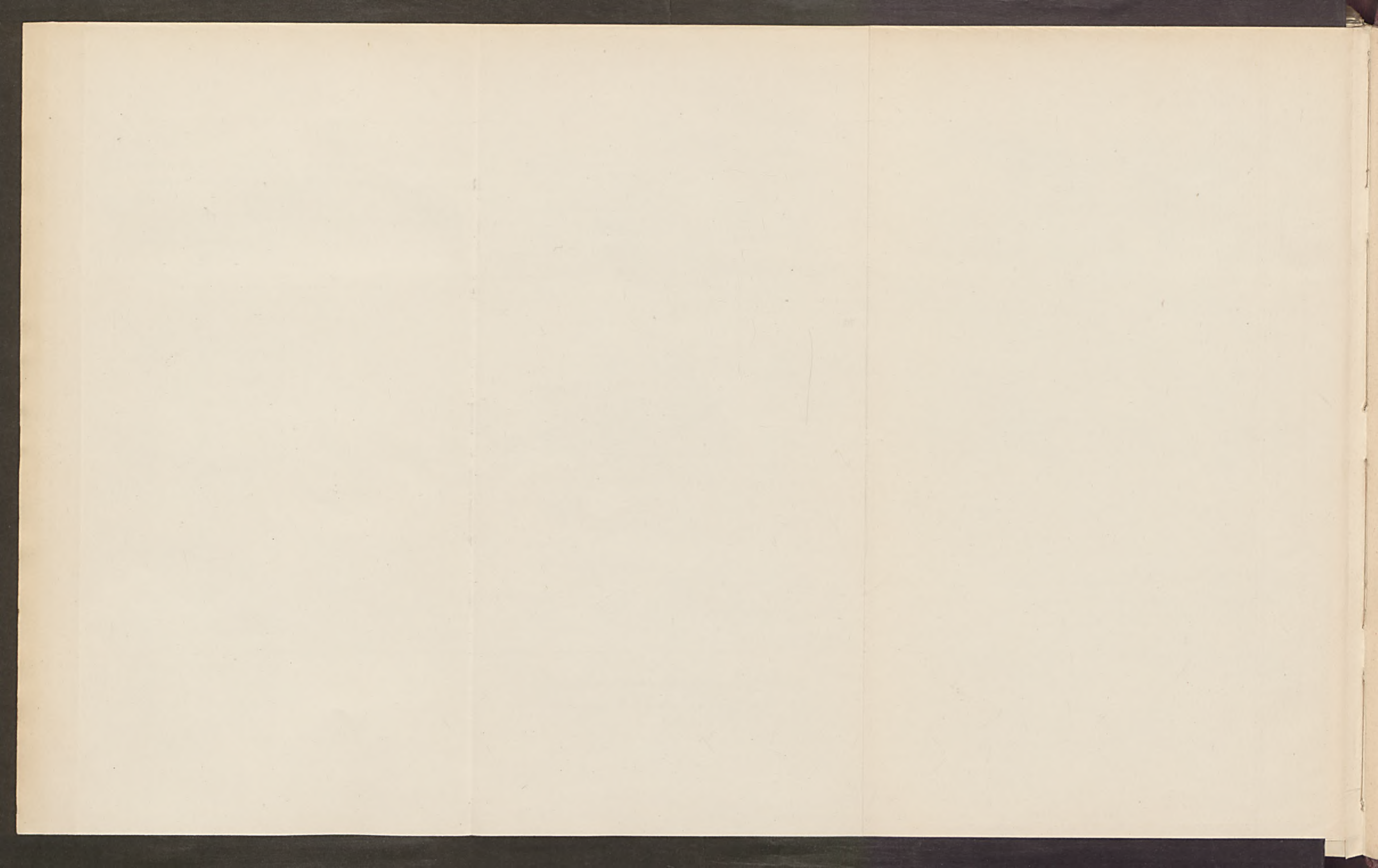


Verlag v. Alfred Hölder, k.k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.

Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.




Phyllite
Gneisse
Amphibolite
der Quarzphyllit-Gruppe.
Körnige
Porphyrische
Glieder der Eruptivgesteins-Reihe.
Contacterscheinungen Mineralneubildungen
Tuffe an der Basis des Bozener Quarzporphyrs
Glacialschutt
Längsverwerfungen
Querbrüche
0 500 1000 2000 Meter
Pfreiner Noch
Rothbach
Oberhofer
Pfrein A.
Morgen Noch
Finken B.
Garnostein
Pochwerk
Pedratz
Klamm
Bonbaier
Verdings
Sulferbruch
Pardell
Siglganger
Gufidaun
Thal
Ums
Mutther
Seeben
Eisack Fl.
Johannser
Klausen
Frag
Sam B.
1829 m.
Hadrer B.
Pardell
Seeben
Untere Kirche
Branzell
Klausen



Erläuterung zu Tafel XVI.

Fig. 1. Dunkle Schlieren im Quarzglimmerdiorit von Seeben (an den felsigen Entblössungen nördlich vom Gipfel).

Büschelig gruppirte Andalusitnadeln von Spinellkörnern und Biotitblättchen durchsetzt, auf der linken Seite durch Zersetzung körnig getrübt. In der Mitte des Bildes einzelne grössere Längs- und Querschnitte von Andalusit (zonaler Bau, sanduhrförmige Verwachsung). Links unten grosser Andalusitkrystall mit Glaseinschlüssen. Links von der Mitte hexagonaler Durchschnitt von Korund. Vergr. 1 : 80.

Fig. 2. Vom Contact der Südgrenze des Diorites von Seeben mit den vorgelagerten Gneissbänken (an dem nach Pardell führenden Fahrwege).

Links oben rechteckige Durchschnitte eines specifisch nicht näher zu bestimmenden, farblosen, rhombischen Thonerdeminerales mit Spinell. Dasselbe in kleineren, zu parallelen Reihen aggregirten Durchschnitten in der Mitte des Bildes und an dessen unterem Rande. Links unten und rechts oben grössere Partien des zweiten unbestimmten farblosen Minerales mit Zersetzungserscheinungen. Am oberen Rande Turmalin, in einer gelbgrünen Aggregatpolarisation zeigenden Masse eingebettet. Biotitblättchen, Erzpartikeln. Vergr. 1 : 80.

Fig. 3. Schwarze Knollen im lamellaren Gneiss an der Basis des Quarzglimmerdiorites von Seeben (an dem Wege nach Pardell).

Spinell in Körnern und Krystallen, über die ganze Bildfläche vertheilt; nur links von der Mitte rechtwinkelig umrandete spinellarme Partien. Titaneisen in grösseren von Biotitblättchen umrahmten Partien; dasselbe rechts unten in Verbindung mit Korund. Am rechtsseitigen und unteren Rande unregelmässig begrenzte, nur ausnahmsweise an hexagonale Formen erinnernde, in der Mitte körnig getrübte Korunde. Nebenbei Andalusit, Rutil. Vergr. 1 : 240.

Fig. 4. Spinellanhäufungen mit Fluctuationsstructur im Norit. (Felsige Aufschlüsse längs des vom Oberhofer in's Rothbachl führenden Waldweges.)

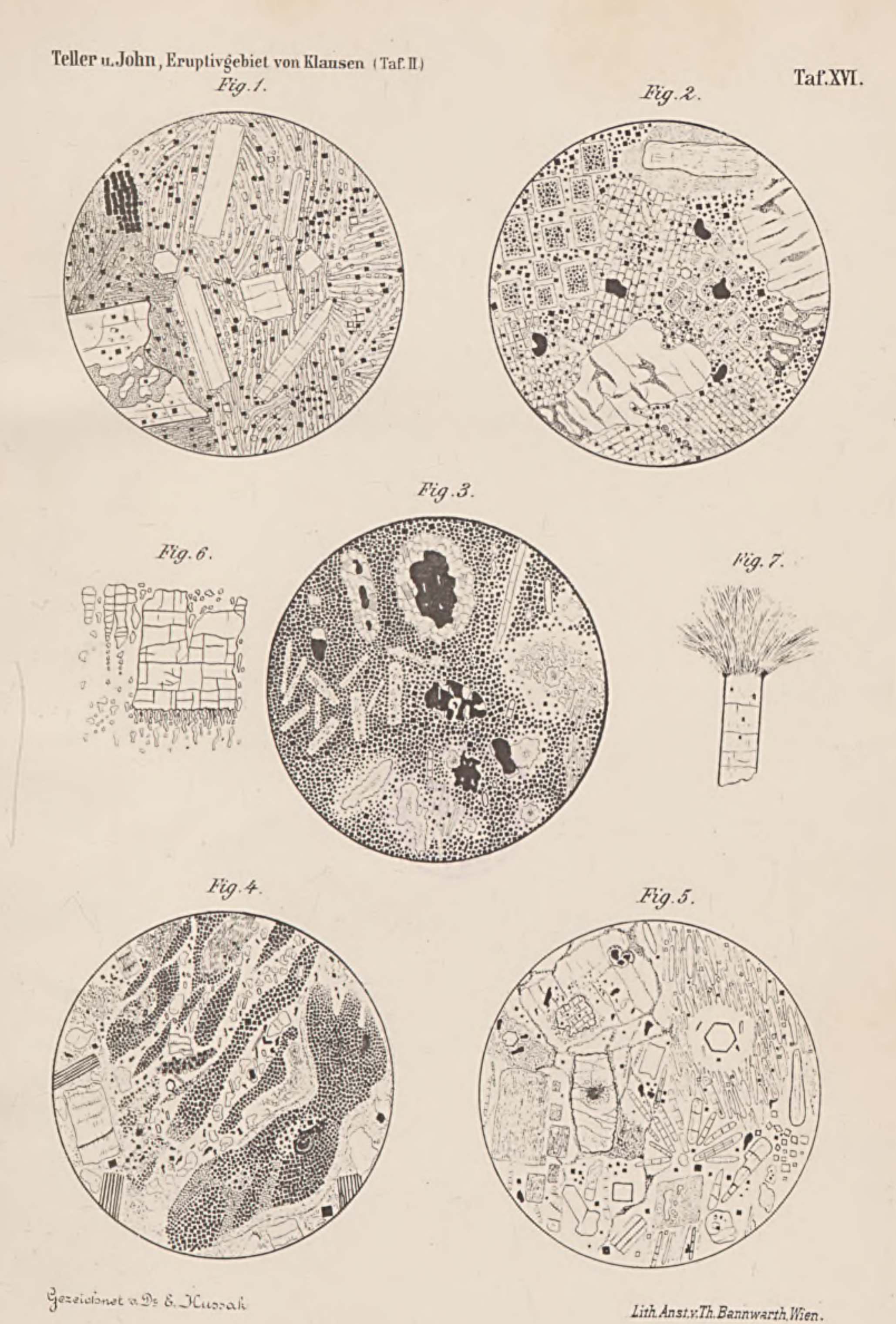
Norit mit gestreiftem Plagioklas, Hypersthen, Biotit, — durchsetzt von spinellreichen Schlieren. Deutliche Fluctuationsstructur. Zirkon, Rutil (in schönen Zwillingen), Titaneisen mit Biotit aggregirt. Vergr. 1 : 240.

Fig. 5. Mineralreiche sphäroidische Concretionen im Norit (von dem Aufschlusse zwischen Wolfsgrube und langem Kofl auf der rechten Seite des Tinnebaches. Noritgang III).

Links Norit mit grösseren und kleineren bastitisch zersetzten Augiten und Plagioklas, umrandet von Mineralneubildungen: Andalusit (links oben grosser Durchschnitt mit frischerem Kern, vgl. Fig. 6), Korund (in schönem, hexagonalen Querschnitt und zahlreichen farblosen oder lichtblau gefleckten Längsschnitten). Links vom Mittelpunkt Durchschnitt eines zweiaxigen Minerales mit trübem Kern. Vergr. 1 : 80.

Fig. 6. Andalusit aus den im Bilde Fig. 5 dargestellten Mineralconcretionen, mit deutlicher, fast rechtwinkeliger Spaltbarkeit und randlicher Zersetzung. (Die zersetzen Partien sind in der Zeichnung nicht dargestellt.)

Fig. 7. Turmalin mit Flüssigkeitseinschlüssen, oben divergent strahlig gefasert. (Aus den Contactbildungen an der Dioritgrenze im Vildarthal unterhalb der Ausmündung des Weissbaches, rechte Thalseite.)



Gezeichnet v. Dr. E. Hussak

Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.

Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt. Bd. XXXII. 1882.

Verlag v. Alfred Hölder, k. k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.



